# Géologie des régions de Saint-Victor et de Thetford-Mines (moitié est)

Pierre St-Julien

MM 86-01

1987

Québec

89-01165/

# Géologie des régions de Saint-Victor et de Thetford-Mines (moitié est)

Pierre St-Julien

MM 86–01

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE
Sous-ministre adjoint: A.F. Laurin

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
Directeur: J.L. Caty

SERVICE DE LA GÉOLOGIE
Chef: J. Cimon

Manuscrit soumis le 86-03-13
Accepté pour publication le 86-04-22

Lecteur critique
Joël Brun

Éditeur
Éditécarte Inc.

*Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation DGEGM)*

Dépôt légal — 2ème trimestre 1987
Bibliothèque nationale du Québec
ISBN 2-550-16188-2
© Gouvernement du Québec. 1987

# RÉSUMÉ

Ce rapport fait état des travaux de mise en carte géologique d'une région de 950 km$^2$ située à environ 75 km au sud de la ville de Québec, entre les latitudes 46°00′ et 46°15′ et les longitudes 71°15′ et 70°45′.

Le sous-sol est composé en grande partie de roches sédimentaires du Paléozoïque inférieur avec quelques unités de roches extrusives et intrusives. Par ordre chronologique, du Cambrien au Dévonien, on trouve les groupes de Caldwell et de Rosaire, le complexe ophiolitique de Therford-Mines, la Formation de Saint-Daniel, puis le Groupe de Magog et le Groupe de Saint-François. Il est à noter que les Schistes de Bennett, qui affleurent dans le NW de la région à l'étude, sont considérés comme l'équivalent métamorphique des groupes de Rosaire et de Caldwell. De petites intrusions de composition alcaline, sans doute reliées aux montérégiennes, seraient d'âge crétacé.

Lithologiquement, le Groupe de Caldwell est composé d'un assemblage de grès, de schiste ardoisier et de roches volcaniques; le Groupe de Rosaire, de schiste ardoisier et d'orthoquartzite; le complexe ophiolitique de Thetford-Mines, surtout de basalte et de roches ultrabasiques; la Formation de Saint-Daniel, d'un mélange de brèches, conglomérats, grès, schistes ardoisiers et phyllades; le Groupe de Magog, d'un assemblage de volcaniclastites et de flyschs; et le Groupe de Saint-François, de roches terrigènes et de calcaire.

Toutes les roches de la région, sauf celles des groupes de Magog et de Saint-François, ont été affectées par plusieurs phases de déformation. Des analyses structurales détaillées, présentées sous forme de diagrammes d'orientation et de coupes des différentes unités stratigraphiques, ont permis à l'auteur de reconnaître un ensemble de plis couchés orientés NS ou NW-SE sur lesquels se sont superposés des plis droits orientés NE-SW. En plus des plis couchés, d'anciens plis ouverts de direction approximative NS ont été reconnus dans les shales des groupes de Rosaire et de Caldwell.

Deux failles importantes marquent le contact entre les Schistes de Bennett et le Groupe de Rosaire et entre le Groupe de Caldwell et la Formation de Saint-Daniel.

L'amiante a été exploitée dans la région du dyke de Pennington formé de roches ultrabasiques serpentinisées qu'on peut suivre sur des dizaines de kilomètres, le long des Schistes de Bennett. La pierre à savon et le talc font aussi l'objet d'une exploitation dans le rang V du canton de Thetford, le long du même dyke. Une minéralisation de cuivre apparaît au nord d'East-Broughton-Station. Elle est généralement restreinte aux veines de quartz. Enfin, l'or a déjà été extrait de placers, dans la rivière du Moulin.

# Table des matières


Page

**INTRODUCTION** ..... 1
**Généralités** ..... 1
**Situation** ..... 1
**Moyens d'accès** ..... 1
**Travail sur le terrain** ..... 1
**Travaux antérieurs** ..... 1
**Physiographie** ..... 5

**GÉOLOGIE GÉNÉRALE** ..... 7
**Région de Thetford-Mines** ..... 7

**STRATIGRAPHIE** ..... 9
**Schistes de Bennett (B1 à B4)** ..... 9
Nomenclature ..... 9
Nature et distribution ..... 9
Lithologie ..... 9
Schiste à séricite mauve et pourpre (B1B) ..... 9
Schiste quartzifère à séricite et à séricite-chlorite (B1A) ..... 9
Schiste à séricite, schiste à albite, séricite-chlorite (etc.) (B1) ..... 9
Dolomie (B2A) ..... 10
Schiste à séricite et quartz et schiste graphiteux (etc.) (B2) ..... 10
Métagabbro (B3A) ..... 10
Schiste à chlorite et amphibole (B3) ..... 10
Veines de quartz (B4) ..... 10
Analyse structurale ..... 11
Échelle mésoscopique ..... 11
Éléments planaires ..... 11
Éléments linéaires ..... 11
Plis ..... 11
Échelle macroscopique ..... 11
Interprétation de la distribution des unités lithologiques en surface ..... 12
Études statistiques ..... 12
Profils structuraux ..... 14
Corrélation et âge ..... 14
**Groupe de Caldwell (C1 à C6)** ..... 14
Nomenclature ..... 14
Nature et distribution ..... 14
Séquence stratigraphique ..... 14
Lithologie ..... 14
Grès feldspathique vert (C1) et métagrès (C1A) ..... 14
Schiste ardoisier gris et vert (etc.) (C4) ..... 16

Grès rouge et schiste ardoisier rouge (C2) ..... 17
Schiste ardoisier vert (C3) ..... 17
Phyllade gris et vert avec interlits de siltstone; brèches (C5) ..... 17
Roches volcaniques (C6, C7, C8) ..... 17
Dolérite (C6A) ..... 18
Analyse structurale ..... 18
Généralités ..... 18
Domaine du dôme de Bécancour ..... 18
Généralités ..... 18
Analyse mésoscopique ..... 18
Analyse macroscopique ..... 19
Analyse statistique des structures pénétrantes ..... 19
Profil structural ..... 19
Conclusion ..... 19
Domaine du Grand Morne ..... 20
Généralités ..... 20
Analyse mésoscopique ..... 20
Plis mésoscopiques ..... 20
Éléments linéaires ..... 21
Analyse macroscopique ..... 21
Analyse statistique des structures pénétrantes ..... 22
Carte géologique ..... 22
Profils structuraux ..... 23
Relations entre les mésostructures et macrostructures ..... 23
Déformation $D_3$ ..... 23
Déformation $D_2$ ..... 23
Déformation $D_1$ ..... 23
Corrélation ..... 23
Âge ..... 24
**Groupe de Rosaire (R1 à R5)** ..... 24
Nomenclature ..... 24
Nature et distribution ..... 24
Lithologie ..... 24
Phyllade gris et vert avec des interlits de siltstones (R1) ..... 24
Phyllade gris et vert avec des interlits de siltstones (etc.) (R2) ..... 25
Grès feldspathique (R3) ..... 25
Roche volcanique basique (etc.) (R4) ..... 25
Schiste ardoisier rouge et vert (etc.) (R5) ..... 25
Analyse structurale ..... 26
Échelle mésoscopique ..... 26
Éléments planaires ..... 26
Stratification ($S_0$) ..... 26
Foliation métamorphique ($S_1$) ..... 26
Foliation métamorphique ($S_2$) ..... 26
Éléments linéaires ..... 26
Plis mineurs ..... 26

Description des affleurements étudiés en détail ..... 28
Affleurement «A» ..... 28
Localisation et description générale ..... 28
Analyse mésoscopique des éléments structuraux ..... 28
Linéarité du contact Caldwell-Rosaire ..... 28
Polarité inverse des couches ..... 29
Interprétations possibles ..... 29
Affleurement «B» ..... 31
Localisation et description générale ..... 31
Analyse mésoscopique des éléments structuraux ..... 31
Affleurement «C» ..... 31
Localisation et description générale ..... 31
Analyse mésoscopique des éléments structuraux ..... 31
Indices de plis anciens ..... 33
Les types de patron d'interférence ..... 34
Affleurement «D» ..... 36
Localisation et description générale ..... 36
Analyse mésoscopique des éléments structuraux ..... 36
Échelle macroscopique ..... 37
Distribution des surfaces $S_2$ et $S_0$ ..... 37
Distribution des linéations ..... 37
Linéations d'étirement du quartz ..... 37
Interprétation structurale (d'après Rouleau, 1975) ..... 37
Séquence des événements tectoniques ..... 37
Inférence de l'existence d'un grand pli couché ($D_1$) ..... 38
Preuves de l'existence de grands plis ouverts postérieurs à $D_1$ ..... 39
Preuves de la troisième phase de déformation ($D_3$) ..... 39
Failles ..... 39
Corrélation et âge (St-Julien) ..... 40
**Complexe ophiolitique de Thetford-Mines (T2 à T7, St-Julien)** ..... 41
Nomenclature ..... 41
Nature et distribution ..... 41
Lithologie ..... 41
Serpentinite; stéatite, roche à talc-carbonate, schiste à chlorite («blackwall rock») (T2) ..... 41
Serpentinite (dyke de Pennington) ..... 41
Stéatite, roche à talc-carbonate, schiste à chlorite («blackwall rock») ..... 42
Pyroxénite (T3) ..... 42
Gabbro (T4), microgabbro et diabase à grain fin (T6) ..... 42
Roches intrusives acides (T5) ..... 43
Basaltes à coussinets, brèches volcaniques et hyaloclastites (T7) ..... 43
Analyse structurale ..... 44
Âge ..... 44
**Formation de Saint-Daniel (D2 à D8)** ..... 44
Nomenclature ..... 44
Nature et distribution ..... 44
Lithologie ..... 45

Brèche à pâte argileuse (D2) ..... 45
Conglomérat à matrice grèseuse (etc.) (D3), grès impur (D4) ..... 46
Schiste ardoisier et phyllade gris et vert (D5) ..... 46
Phyllade à rhomboèdres, phyllade gris et vert; siltstone (D6) ..... 46
Analyse structurale ..... 47
Corrélation ..... 48
Âge ..... 48
**Brèches (6)** ..... 48
**Groupe de Magog (M1, V1 à V7)** ..... 48
Nomenclature ..... 48
Nature et distribution ..... 49
Séquence stratigraphique ..... 49
Formation de Beauceville (M1) ..... 49
Généralités ..... 49
Lithologie ..... 49
Formation de Saint-Victor (V1 à V7) ..... 51
Généralités ..... 51
Lithologie ..... 51
Schiste ardoisier avec quelques interlits de grès lithique (V1) ..... 52
Grès lithiques avec des interlits de schiste ardoisier (V2) ..... 52
Grès lithiques gris foncé et noirs avec des interlits de schistes ardoisiers (V3) ..... 53
Schiste ardoisier gris foncé et noir avec quelques interlits de grès lithique (V4) ..... 54
Tufs acides (V5) ..... 54
Conglomérat (V6) ..... 55
Schiste ardoisier avec lits minces de siltstones (etc.) (V7) ..... 55
Analyse structurale ..... 55
Échelle mésoscopique ..... 55
Échelle macroscopique ..... 55
Études statistiques ..... 55
Plis macroscopiques ..... 56
Profils structuraux ..... 56
Épaisseur des formations de Beauceville et de Saint-Victor ..... 56
Positions stratigraphiques des formations de Beauceville et de Saint-Victor ..... 56
Âge des formations de Beauceville et de Saint-Victor ..... 57
Corrélation des formations de Beauceville et de Saint-Victor ..... 57
**Groupe de Saint-François (S1 à S3)** ..... 58
Nomenclature ..... 58
Nature et distribution ..... 59
Lithologie ..... 59
Grit et grès (S1) ..... 59
Calcaire impur (S2) ..... 59
Grès micacé interstratifié avec des lits de schiste ardoisier (S3) ..... 59
Analyse structurale ..... 59
Âge et corrélation ..... 59
**Roches intrusives** ..... 60
Diorite (7) ..... 60

Lamprophyre ou gabbro alcalin (8) ..... 60
**Pléistocène** ..... 60

**GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE** ..... 61
Or ..... 61
Cuivre ..... 61
Amiante ..... 61
Zone de Pennington ..... 61
Zone de Saint-Pierre-de-Broughton ..... 62
Zones du mont Adstock et de la rivière Saint-Victor ..... 62
Pierre à savon et talc ..... 62
Granite ..... 62
Sable et gravier ..... 62

**RÉFÉRENCES** ..... 63

**CARTES**
2035A Région d'East-Broughton, au 1:20 000 ..... hors-texte
2035B Région de Beauceville, au 1:20 000 ..... hors-texte
2035C Région de Saint-Méthode-de-Frontenac, au 1:20 000 ..... hors-texte
2035D Région de Saint-Éphrem-de-Tring, au 1:20 000 ..... hors-texte
2035E Domaines structuraux, Groupe de Rosaire, au 1:50 000 ..... hors-texte
2035F Domaines structuraux, Groupe de Caldwell, au 1:50 000 ..... hors-texte
2035G Domaines structuraux, Schistes de Bennett et Groupe de Magog, au 1:100 000 ..... hors-texte

# Introduction

## Généralités

Au cours des étés de 1963 et 1964 nous avons fait un levé géologique des feuillets topographiques 21 L/2 (moitié ouest) et 21 L/3 (moitié est) du ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada.

Le sous-sol est surtout constitué de roches métasédimentaires du Paléozoïque inférieur mais il y a aussi des roches extrusives et intrusives. Les roches métasédimentaires et métavolcaniques sont fortement plissées et à pendage abrupt. Du nord-ouest au sud-est, elles se succèdent des plus anciennes aux plus jeunes. Ce sont, par ordre chronologique, les Groupes de Caldwell et de Rosaire, la Formation de Saint-Daniel et finalement, les groupes de Magog et de Saint-François. Nous considérons les Schistes de Bennett de la région étudiée comme l'équivalent métamorphique des roches des groupes de Rosaire et de Caldwell.

Deux failles importantes qui marquent respectivement le contact entre les Schistes de Bennett et le Groupe de Rosaire et, entre le Groupe de Caldwell et la Formation de Saint-Daniel, suscitent un intérêt particulier étant donné qu'on y trouve des massifs de roches ultrabasiques, source importante d'amiante et de pierre à savon. À la base du Groupe de Magog, dans les strates de la Formation de Beauceville, on trouve plusieurs veines de quartz dans la région axiale des plis et nos travaux nous portent à croire que l'or alluvionnaire provient de la désintégration de ces veines. Une autre source d'or alluvionnaire serait les ardoises pyriteuses constituant une partie importante de la Formation de Beauceville.

## Situation

Les régions de Saint-Victor et de Thetford-Mines (moitié est) sont situées à environ 75 km au sud de la ville de Québec. Limitées par les latitudes 46°00′ et 46°15′ et par les longitudes 71°15′ et 70°45′ (figure 1), ces régions occupent une superficie d'environ 950 kilomètres carrés.

Les principales agglomérations sont, dans la région de Saint-Victor: Beauceville, Saint-Victor, Saint-Éphrem-de-Tring, Saint-Benoît-Labre, Saint-Jules-de-Beauce et Saint-Alfred; et dans la région de Thetford-Mines (moitié est): Saint-Pierre-de-Broughton, Broughton-Station, East-Broughton, East-Broughton-Station, Robertsonville, Sacré-Coeur-de-Marie, Sainte-Clothilde, Saint-Méthode-de-Frontenac, Saint-Daniel et Sainte-Anne-du-Lac.

## Moyens d'accès

La route rurale no 108, qui relie Beauceville à Sherbrooke, traverse la région de Saint-Victor en diagonale. La route provinciale no 173, reliant la ville de Québec à la frontière du Maine, traverse le secteur nord-est de la carte de Saint-Victor, tandis que la route provinciale no 112 qui va de Thetford-Mines à la ville de Québec traverse en diagonale la partie nord de la région de Thetford-Mines (moitié est). La route 269, qui passe par Robertsonville et Saint-Méthode-de-Frontenac, relie les routes rurales no 112 et no 108. Toutes les parties du district sont faciles d'accès grâce à un bon réseau de chemins de gravier.

Une voie ferrée, avec terminus à Saint-Jules-de-Beauce, Saint-Victor-Station et à Saint-Éphrem-Station, traverse la région de Saint-Victor du nord au sud. Une autre voie ferrée traverse l'angle nord-est du territoire, le long de la rivière Chaudière. Elle relie la région à la ville de Québec. Une voie ferrée, reliant les mines d'amiante du district à la ville de Québec, passe par Robertsonville et East-Broughton-Station.

## Travail sur le terrain

Les fonds de carte que nous avons utilisés étaient à l'échelle de 1/15 840. La majeure partie de la cartographie fut réalisée à cette échelle à l'aide de photographies aériennes. Cependant, dans la partie boisée de la région, à l'est de Saint-Jules-de-Beauce et au nord-est du lac à la Truite, nous avons conduit des cheminements espacés de 400 m. Les photographies ont aussi permis de déceler, dès le début du travail, les principaux traits tectoniques de la région.

Au cours de nos travaux sur le terrain, nous avons reçu l'aide précieuse de Y. Globensky, D. Lewis et P. Benoît, géologues, et des aides-étudiants C. Aspinall, J.C. Dumesnil, C. Gélinas, M. Truchon et M. Lemieux. Qu'il me soit permis d'exprimer ma reconnaissance à feu J.V. Douglas, autrefois du ministère des Richesses Naturelles, pour son étude sur les roches intrusives de la région.

## Travaux antérieurs

Les premières descriptions géologiques de la région sont l'oeuvre de Sir William Logan. Elles furent publiées dans plusieurs rapports de la Commission géologique du Canada et, plus tard, en 1864, dans son volume intitulé «Géologie du Canada». Dans ce volume, Logan décrit une section le long de la rivière Chaudière. Il inclut dans son Groupe de Québec, du Silurien inférieur, toutes les roches qui affleurent entre la rivière des Plantes (près de Beauceville) et la ville de Québec. Les strates au sud-est de la rivière des

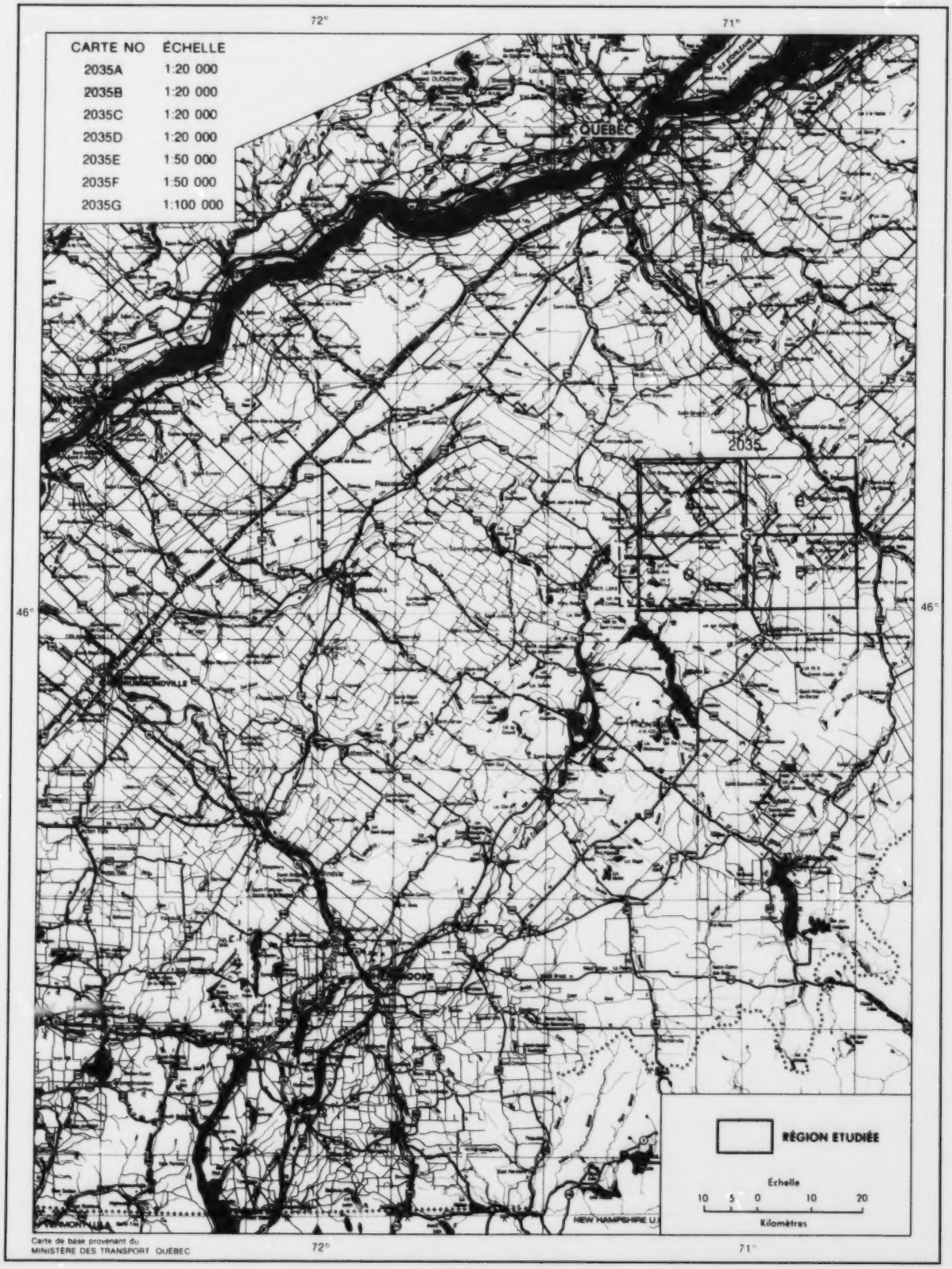



FIGURE 1 — Localisation de la région étudiée.

Plantes furent attribuées au Silurien supérieur. Il croyait que les roches du Groupe de Québec formaient un synclinal.

A. Michel, dans le rapport «Géologie du Canada» 1863-66, décrivit les placers d'or et les veines de quartz de la région aurifère du Bas-Canada (surtout de l'ancien comté de Beauce).

À l'automne de 1867 et durant l'été de 1868, Richardson (1870) fit la mise en carte de la région limitée au nord-ouest par le Saint-Laurent, au sud-est par la frontière internationale, et s'étendant en direction nord-est depuis la rivière Chaudière jusqu'au-delà de la route du portage de Témiscouata. Comme Logan, à la suite de son étude de la section le long de la rivière Chaudière, il rattache au Groupe de Québec, du Silurien inférieur, les states de la partie nord-ouest de la section et au Silurien supérieur les couches de la partie sud-est de la section.

Contrairement à ce que pensaient Logan et Richardson, Selwyn (1878), le successeur de Logan à la direction de la Commission géologique du Canada, croyait que les roches du Groupe de Québec formaient un grand anticlinal dont la région axiale consistait en un groupe de schistes cristallins d'âge huronien. Il divisa le Groupe de Québec de Logan en trois unités soit: les schistes d'âge huronien, le long de l'axe central (schistes de Sutton-Bennett); les roches intrusives et extrusives associées à des roches sédimentaires, d'âge cambrien inférieur, affleurant surtout au sud-est de l'axe central; et les roches sédimentaires d'âge silurien inférieur, du côté nord-ouest de l'axe central (Formation de Lévis du Groupe de Québec).

De 1885 à 1890 inclusivement, R.W. Ells a recartographié, à l'échelle de 4 milles au pouce, les Cantons de l'Est du Québec. Il publia quatre cartes et cinq rapports géologiques. L'étude que Ells fit dans les Cantons de l'Est le conduisit à appuyer les conclusions de Selwyn voulant que les hautes-terres des Appalaches soient traversées par un grand anticlinal de schistes huroniens, bordés au nord-ouest et au sud-est par des roches volcaniques et des serpentinites associées à des roches sédimentaires du Cambrien inférieur. Celles-ci étant flanquées au nord-ouest par les strates de la Formation de Sillery et au sud-est, près de la frontière internationale, par une fosse de roches cambro-siluriennes.

Entre temps, A.R.C. Selwyn (1870, 1871) et plus tard A. Webster en 1880 et 1881 (dans Selwyn, 1880, 81, 82) se sont livrés à des investigations géologiques sur certains terrains aurifères du sud-est du Québec dont ceux de la Beauce. Les travaux de Selwyn sont publiés dans le rapport des opérations de la Commission géologique pour l'année 1870-71, tandis que les études de Webster sont comprises dans le rapport de Selwyn sur la «Géologie de la partie sud-est de la province de Québec» (rapport des opérations 1880-81-82).

R. Chalmers (1897) passa trois saisons, soit de 1895 à 1897, à examiner les dépôts superficiels des Cantons de l'Est du Québec.

En 1898, le département de la Colonisation et des Mines de la province de Québec a publié les informations recueillies par J. Obalski sur les districts aurifères de l'Estrie. Le rapport est accompagné d'une carte à l'échelle de 1 mille au pouce.

En 1907 et 1909, J.A. Dresser a étudié les roches de la zone à serpentine comprise entre les rivières Saint-François et Chaudière. Dresser (1914), dans son rapport préliminaire sur les serpentines et les roches connexes de la partie des Appalaches sise entre les rivières Saint-François et Chaudière, considère les schistes ardoisiers noirs de la Formation de Farnham (Groupe de Magog) comme étant d'âge ordovicien. Il assigne au Cambrien les schistes ardoisiers rouges et verts et les grès de la Formation de Sillery ainsi que les quartzites et les schistes de couleurs foncées de la Formation de l'Islet (Groupe de Rosaire et une partie du Groupe de Caldwell). Il est à noter que les roches de la Formation de Sillery affleurent surtout au nord-ouest de l'anticlinal de Sutton.

En 1908, Dresser (1914) fit la mise en carte de la géologie de la région limitée au nord-ouest par le fleuve Saint-Laurent, au sud-est par la frontière internationale et, au sud-ouest et au nord-est, respectivement par la rivière Etchemin et le lac Pohénégamook. Il croyait que les roches sédimentaires de cette région avaient été déposées lors de deux périodes distinctes, l'une cambrienne et l'autre ordovicienne, séparées par une discordance. Le l'Islet et le Sillery sont attribués au Cambrien tandis que l'Ordovicien est représenté par une séquence de schiste ardoisier graphiteux de la Formation de Pohénagamuk (Farnham). Il est à noter que Dresser emploie l'orthographe «Pohénagamuk». D'après Dresser, les strates de la Formation de l'Islet occupent le centre de l'anticlinal et les roches du Sillery se rencontrent au nord-ouest de cette structure. Sur le flanc sud-est de l'anticlinal, certaines roches sont reliées au Sillery. Plus loin vers le sud-est, les couches de la Formation de Pohénégamook recouvrent en discordance le l'Islet et le Sillery. Dresser était d'opinion que les roches volcaniques étaient d'origine intrusive; il classifiait celles-ci avec les pyroxénites, les péridotites et les serpentinites rattachant le tout à la Formation de Talon qu'il considérait d'âge dévonien. En 1910, il décrivait la zone de serpentine comprise entre la rivière Saint-François et le village d'Eastman. Il désignait par Série de Farnham la suite de schistes ardoisiers noirs qui affleurent au sud-est de la «zone de serpentine».

R. Harvie (1916) dans la région minière de Thetford–Black-Lake, et J.K. Knox (1916) dans la région sise au sud-ouest supposaient une discordance angulaire entre les quartzites de Bennett (Précambrien) et les formations de l'Islet et de Sillery (Cambrien). De même ils croyaient que les roches de la Formation de Farnham (Ordovicien) reposaient en discordance angulaire sur les assises des formations de l'Islet et de Sillery. Dans les régions cartographiées par Harvie et Knox, le l'Islet correspondrait grossièrement à notre Groupe de Rosaire et le Sillery serait plus ou moins équivalent à notre Groupe de Caldwell.

Par la suite MacKay (1921) présentait ses résultats d'études faites le long de la rivière Chaudière, près de Beauceville. Il introduisait les termes de Caldwell et Beauceville pour désigner deux unités stratigraphiques qui affleurent au sud-est de l'anticlinal de Sutton. Le Groupe de Beauceville tel que défini par MacKay est plus ou moins équivalent à la Formation de Pohénagamuk de Dresser. Bien que MacKay n'ait pas trouvé de fossiles dans ces formations, il suggère tout de même que le Beauceville est ordovicien et le Caldwell cambrien.

Les groupes de Caldwell et de Beauceville ont été prolongés au-delà de la section type; vers le nord-est, par C. Tolman (1936), W.A. Gorman (1954, 55), J. Béland (1957-62), et F.W. Benoît (1958) et, vers le sud-ouest, par H.C. Cooke (1937, 1950) et P.H. Riordon (1954). Tolman (1936), Cooke (1937, 1950), Riordon (1954) et Gorman (1954) considéraient les Schistes de Bennett tels que définis par Harvie (1916) et Knox (1916) comme représentant la partie inférieure du Caldwell. Il est à noter que Dresser (1925) et ultérieurement Cooke (1937) croyaient que le Caldwell et le Beauceville étaient en contact discordant. Riordon (1954) croit que le Groupe de Coleraine, formé d'une séquence de roches volcaniques, se situe entre les groupes de Caldwell et de Beauceville avec deux contacts discordants. Il laisse entendre que le terme Coleraine avait été introduit par R. Harvie dans un rapport non publié de la Commission géologique du Canada pour représenter toutes les roches volcaniques de la région de Thetford-Mines–Black-Lake.

L'étude que J. Béland (1957-62) fit dans les régions de Saint-Magloire et de Rosaire–Saint-Pamphile ainsi que dans la région de Sainte-Perpétue, le conduisit à introduire la séquence stratigraphique suivante: les groupes de Bennett, Armagh, Rosaire et Caldwell du Cambrien, le Groupe de Beauceville de l'Ordovicien, le Groupe de Frontière du Silurien ou Dévonien et, au sommet, le Groupe de Saint-Juste du Dévonien. Il divise les roches intrusives en trois groupes. Le premier groupe, qu'il considère post-ordovicien, comprend des serpentinites, des diorites, des granodiorites, des syénites et des granites et le deuxième groupe comprend quelques filons-couches de gabbro. Le troisième groupe, d'âge post-silurien, inclut des filons-couches de diorite à albite recoupant le Beauceville.

Les travaux de F.W. Benoît (1958), dans les régions de Saint-Sylvestre et de Saint-Joseph, ont confirmé, en grande partie, la séquence stratigraphique établie par Béland, le long de l'anticlinal de Sutton. Benoît, et antérieurement Béland, ont suggéré une corrélation entre l'Armagh et le Caldwell. Toutefois, en ce qui concerne le Groupe de Rosaire, Benoît le croit antérieur au Caldwell et à l'Armagh tandis que Béland est hésitant à savoir si le Rosaire est antérieur ou postérieur à l'Armagh.

St-Julien (1967) subdivise le segment sud-est des Appalaches du Québec, situé au sud-ouest de la rivière Chaudière, en cinq bandes nord-est. Il attribue à ces roches un âge allant du Cambrien au Dévonien moyen. Il inclut dans la zone de serpentine les groupes de Rosaire, de Caldwell et les formations de Saint-Daniel et de Brompton. Il constate la présence de deux systèmes de plis anciens. Il note que les roches ultramafiques semblent se trouver à l'intersection des deux systèmes de plis et dans une zone majeure de failles.

St-Julien *et al.* (1972) considèrent les Schistes de Bennett comme l'équivalent métamorphique des roches des groupes de Rosaire et de Caldwell et de la série d'Oak Hill. Se basant sur le contexte structural, ils considèrent que le complexe ophiolitique de Thetford-Mines représente une unité charriée sur les assises cambriennes des groupes de Caldwell et de Rosaire.

Lamarche (1972-1973) présente une étude systématique de la bande de roches ultramafiques et mafiques située dans les régions de Garthby — Disraeli — Coleraine, d'une part, et d'Asbestos — Danville — Richmond, d'autre part. Il propose un nouveau modèle qui est une variante du modèle de Brunn (1960). Il suggère que le complexe ophiolitique de Thetford-Mines s'est formé à la suite d'une extrusion sous-marine de magma de composition péridotitique.

Laurent (1975), à la suite d'une étude du complexe ophiolitique de Black-Lake–Thetford-Mines, propose d'identifier ce complexe à un fragment de lithosphère océanique.

Hébert (1974) fait une étude détaillée d'une coupe représentative du complexe ophiolitique de Thetford-Mines, soit la coupe du lac de l'Est. Ce travail consiste en une étude pétrographique et chimique.

Rouleau (1975) a fait l'analyse structurale des roches du Groupe de Rosaire affleurant au nord-ouest du Groupe de Caldwell de la région étudiée. Ses conclusions abondent dans le même sens que celles de l'auteur de la présente étude. En effet, il obtient les relations suivantes entre les phases de plissement: présence d'un grand pli couché, dont seul le flanc inverse affleure dans la région de Thetford-Mines, repris par deux systèmes de plis à surface axiale et à pendage abrupt dont l'un est grossièrement orienté NW-SE et l'autre NE-SW.

Laurent (1975) considère les ophiolites du Sud du Québec comme des éléments stratiformes charriés à l'Ordovicien inférieur. L'absence d'un tablier de dykes lui font croire que le complexe ophiolitique de Thetford-Mines représente un fragment d'une croûte océanique qui se serait formée dans une ancienne dorsale à expansion rapide. À la suite de son étude pétrologique et pétrographique, il affirme que les ophiolites de Thetford-Mines forment un synclinal reposant structuralement au-dessus du Groupe de Caldwell. Il considère donc les ophiolites en position normale.

St-Julien et Hubert (1975) présentent un modèle synthétique sur l'évolution stratigraphique et structurale de roches du Cambrien et de l'Ordovicien des Appalaches du Québec en relation avec le concept de la tectonique des pla-

ques. Ils placent le Groupe de Caldwell en concordance sur le Groupe de Rosaire. Ils considèrent le complexe ophiolitique de Thetford-Mines comme un fragment de croûte océanique qui après avoir été charrié sur les roches du Groupe de Caldwell a subi les mêmes déformations que les groupes de Rosaire et de Caldwell. Ainsi, pour eux, le complexe ophiolitique de Thetford-Mines et les roches adjacentes sont en position inverse.

## Physiographie

Les régions de Saint-Victor et de Thetford-Mines (moitié est) sont situées dans les hautes-terres des Appalaches.

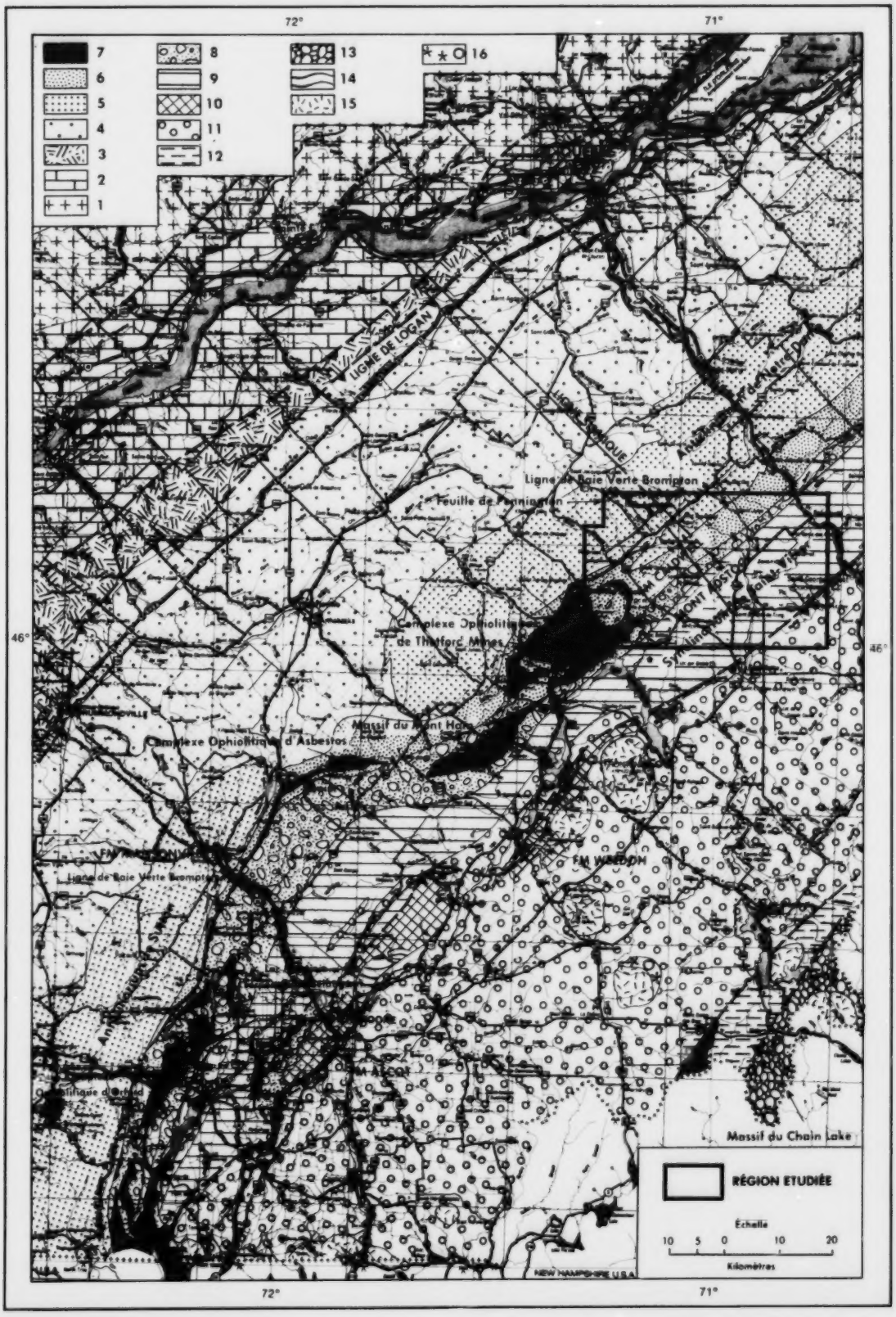
Entre la chaîne de Sutton et la chaîne du lac Mégantic s'élève un plateau disséqué, traversé par trois séries de collines: le groupe de collines de l'est; une série centrale de collines connue sous le nom de chaîne de Stoke; une troisière série de collines parallèles et adjacentes à la limite sud-est de la chaîne de Sutton et connue sous le terme de collines de la «zone de serpentine» (figure 2).

La chaîne de Sutton constitue le prolongement de la chaîne principale des montagnes Vertes du Vermont. Elle s'étend, parallèle à la chaîne du lac Mégantic, à 60 km à l'ouest de cette dernière. Près de la frontière internationale, la chaîne de Sutton atteint son élévation maximum de 965 m. Dans son prolongement nord-est, l'élévation de la chaîne de Sutton diminue pour atteindre un minimum dans la région de Danville. Elle s'élève à nouveau dans la région de Thetford-Mines où elle est connue sous le nom de monts Notre-Dame. La chaîne du lac Mégantic est le prolongement, au Canada, des montagnes Blanches de la Nouvelle-Angleterre.

La région sous étude est située dans la partie occidentale de ce plateau, sur le flanc sud-est des monts Notre-Dame. La «zone de serpentine» est le trait topographique dominant de la région.

Les terrains de la partie nord-ouest du territoire sont caractérisés par une topographie assez accidentée et les plus hautes collines s'élèvent à 635 et 695 mètres au-dessus du niveau de la mer. Les crêtes les plus élevées correspondent aux puissantes venues de pyroxénite et de gabbro, aux coulées de roches volcaniques ainsi qu'aux Schistes de Bennett. Le mont Adstock est à une dénivellation de 300 m au-dessus du lac à la Truite. Le sommet du mont Broughton est à une hauteur d'environ 300 mètres au-dessus de la vallée la plus proche. Les collines constituées des Schistes de Bennett ont des sommets allongés et les plus élevées oscillent entre 270 et 365 mètres au-dessus de la vallée de la rivière Palmer. Dans la partie sud-est de la région, les dépôts superficiels sont tels que les lits résistants forment, en surface, des crêtes étroites et sinueuses. Ceci s'applique tout particulièrement aux assises du Groupe de Magog. Le relief le plus marqué est représenté par une colline située à environ 2 km au sud-ouest du lac Saint-Charles, d'une part, et de la rivière Chaudière, d'autre part. La différence en altitude entre ces deux accidents topographiques est de 270 m.

Le drainage de toute la région se fait en direction du Saint-Laurent par des tributaires des rivières Chaudière, Saint-François et Bécancour. L'affluent de la rivière Bécancour, qui draine vers le nord la partie nord-ouest de la région, est la rivière Palmer. Le trop-plein des lacs du Huit et à la Truite s'écoule, vers le sud, dans le lac Saint-François et la rivière du même nom, par l'intermédiaire de la rivière Coldstream. Il reste, cependant, que la majorité des terrains du district sont drainés par la rivière Chaudière et ses principaux tributaires, les rivières Saint-Victor, du Moulin, Dupuis, Broughton et Tring.


72°
71°
46°
7
6
5
4
3
2
1
8
9
10
11
12
13
14
15
16
LIGNE DE LOGAN
Ligne de Baie Verte Brompton
Feuille de Pennington
Complexe Ophiolitique de Thetford Mines
Massif du Mont Hor
Complexe Ophiolitique d'Asbestos
F.M. WEEDON
Ligne de Baie Verte Brompton
Massif du Chain Lake
RÉGION ETUDIÉE
Échelle
10 5 0 10 20
Kilomètres
NEW HAMPSHIRE U.S.A.

# Géologie générale

Les roches du sud-est du Québec comprennent du NW au SE (figure 2): un socle grenvillien; une plateforme de carbonates et de shales de l'Ordovicien; une zone de failles imbriquées constituée surtout d'une séquence à turbidites de l'Ordovicien moyen; les allochtones du domaine externe (terrigènes du Cambro-Ordovicien); les allochtones du domaine interne formés des schistes à micas de Sutton-Bennett du Cambro-Ordovicien; un assemblage de grès feldspathique-shale du Cambrien; des complexes ophiolitiques; un mélange ophiolitique de l'Ordovicien inférieur; le synclinorium de Saint-Victor constitué d'une séquence à turbidites, de volcaniclastites et de shales de l'Ordovicien moyen; des roches volcaniques calco-alcalines de l'Ordovicien moyen; le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé formé de turbidites du Siluro-Dévonien; une séquence à turbidites et roches volcaniques alcalines de l'Ordovicien; et finalement les méta-arénites constituant un socle hélikien (massif du Chain Lake).

Les principaux massifs ignés sont des granites du Dévonien et des roches alcalines du Mésozoïque. Il y a ausi un petit massif de granite ordovicien.

Le terrain à l'étude s'étend de la partie SE des Schistes de Bennett (domaine interne), à la partie NW du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé (figure 2). Il englobe également une tranche du mélange ophiolitique de Saint-Daniel et du Groupe de Magog du synclinorium de Saint-Victor et, finalement, une petite partie du Groupe de Saint-François du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé.

## Région de Thetford-Mines

Cette région se situe au sud-est de l'axe de l'anticlinorium de Sutton-Notre-Dame. On y rencontre, du nord-ouest au sud-est (cartes 2035 A à D): des schistes métamorphiques connus sous le terme de Schistes de Bennett (B1 à B4); un assemblage de schiste ardoisier-orthoquartzite assigné au Groupe de Rosaire (R1 à R5); un assemblage de grès feldspathique-schiste ardoisier-roches volcaniques attribué au Groupe de Caldwell (C1 à C8); le complexe ophiolitique de Thetford-Mines (T2 à T7); le «mélange» de Saint-Daniel (D2 à D8); l'assemblage shale-volcaniclastites et les flyschs du Groupe de Magog (M1 et V1 à V7); et enfin, les roches terrigènes et les carbonates du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé (S1 à S3). L'assemblage de shale-volcaniclastites et les flyschs du Groupe de Magog font partie du synclinorium de Saint-Victor (St-Julien, 1967). L'ordre de cette succession correspond approximativement à l'ordre chronologique de ces roches. Leur âge varie du Cambrien à l'Ordovicien supérieur. Les Schistes de Bennett de la région de Thetford-Mines sont formés par les roches des groupes de Rosaire et de Caldwell mais affectées par un métamorphisme dynamothermique plus prononcé.

Le dyke de Pennington (T2), formé d'un feuillet de serpentinite et de stéatite, peut être suivi sur une distance de plusieurs dizaines de kilomètres au sein de cet assemblage de schistes métamorphiques. D'après St-Julien *et al.* (1972), ce feuillet marque l'emplacement d'une faille de chevauchement qui a été plissée par la suite.

Toutes les roches de cette région, sauf celles des groupes de Magog et de Saint-François, ont été affectées par plusieurs phases de déformation. L'intensité des déformations augmente du sud-est vers le nord-ouest. Nos travaux ont permis d'y reconnaître au moins une famille de plis couchés anciens orientés approximativement N-S ou NW-SE, sur lesquels se sont superposés des plis droits tardifs orientés NE-SW. Les strates des groupes de Rosaire et de Caldwell laissent voir, en plus des plis anciens couchés, des plis anciens ouverts de direction approximative N-S.

Le sommaire des formations est donné au tableau 1.

FIGURE 2 — Carte géologique de la partie sud-ouest des Appalaches du Québec: 1) Socle grenvillien; 2) Plateforme du Saint-Laurent (surtout carbonates et shales de l'Ordovicien); 3) Zone de failles imbriquées (séquence à turbidites de l'Ordovicien moyen); 4) Les allochtones du domaine externe (terrigènes du Cambro-Ordovicien); 5) Les allochtones du domaine interne (schistes à micas de Sutton-Bennett du Cambro-Ordovicien); 6) Groupe de Caldwell et Formation de Mansonville (assemblage de grès feldspathique — shale du Cambrien); 7) Complexes ophiolitiques; 8) Formation de Saint-Daniel (mélange ophiolitique de l'Ordovicien inférieur); 9) Synclinorium de Saint-Victor (séquence à turbidites, shale et volcaniclastites du Groupe de Magog de l'Ordovicien moyen); 10) Roches volcaniques calco-alcalines des formations d'Ascot-Weedon (Ordovicien moyen); 11) Groupes de Glenbrooke, du Lac Aylmer et de Saint-François (Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé) du Siluro-Dévonien; 12) Formation de Frontenac (séquence à turbidites et roches volcaniques alcalines); 13) Massif du Chain Lake (socle hélikien); 14) Granite ordovicien; 15) Granite dévonien; 16) Roches alcalines du Mésozoïque.

**TABLEAU 1 – Sommaire des formations.**

| | | | |
|---|---|---|---|
| CRÉTACÉ | | | Roches alcalines basiques (dykes?) [8] |
| DÉVONIEN SUPÉRIEUR | | | Diorite [7] |
| DÉVONIEN | Groupe de Saint-François | | Grès micacé interstratifié avec des lits de schiste ardoisier [$S_3$]<br>Calcaire impur [$S_2$]<br>Grit et grès [$S_1$] |
| | | DISCORDANCE | |
| ORDOVICIEN MOYEN ET SUPÉRIEUR? | Groupe de Magog | Formation de Saint-Victor | Schiste ardoisier avec lits minces de siltstone et de grès lithique intercalés. [V7]<br>Conglomérat [V6]<br>Tufs acides [V5]<br>Schiste ardoisier gris foncé et noir avec quelques interlits de grès lithique gris foncé et noir [V4]<br>Grès lithique gris foncé et noir avec des interlits de schiste ardoisier gris foncé et noir [V3]<br>Grès lithique avec des interlits de schiste ardoisier [V2]<br>Schiste ardoisier avec quelques interlits de grès lithique [V1] |
| | | Formation de Beauceville | Schiste ardoisier graphiteux; arénites tufacées; tufs acides; chert [M1] |
| | | DISCORDANCE ??? | |
| POST SAINT-DANIEL ET CALDWELL | | | Brèches de faille [6] |
| CAMBRO-ORDOVICIEN | Formation de Saint-Daniel | | Roches non différenciées de la Formation de Saint-Daniel [D8]<br>Phyllade à rhomboèdres; phyllade gris et vert; silstones [D6]<br>Schiste ardoisier et phyllade gris et vert recélant localement des interlits minces de siltstone et quelques lits de dolomie [D5]<br>Grès impur [D4]<br>Conglomérat à matrice gréseuse et grès feldspathiques [D3]<br>Brèche à pâte argileuse (olistostrome) [D2] |
| CAMBRIEN | Complexe ophiolitique de Thetford-Mines | | Basaltes à coussinets, brèches volcaniques et hyaloclastites [T7]<br>Roches intrusives acides [T5]<br>Microgabbro et diabase à grain fin [T6]<br>Gabbro [T4]<br>Pyroxénite [T3]<br>Serpentinites (dyke de Pennington); stéatite, roche à «talc-carbonate» et roche du «Blackwall» [T2] |
| | Groupe de Rosaire | | Schiste ardoisier rouge et vert avec quelques interlits de grès feldspathique [R5]<br>Roche volcanique basique et schiste à chlorite et albite [R4]<br>Grès feldspathique [R3]<br>Phyllade gris et vert avec des interlits de silstone, d'orthoquartzite et de grès feldspathique [R2]<br>Orthoquartzite [R2Q]<br>Phyllade gris et vert avec des interlits de siltstone [R1] |
| | Groupe de Caldwell | | Dolérite [C6A]<br>Roche volcanique acide [C8]<br>Roche volcanique de composition intermédiaire [C7]<br>Roche volcanique basique [C6]<br>Phyllade gris et vert avec des interlits de silstone; brèches [C5]<br>Schiste ardoisier vert [C3]<br>Schiste ardoisier rouge et grès rouge avec un peu de schiste ardoisier gris et vert et de grès feldspathique [C2]<br>Schiste ardoisier gris et vert avec des interlits de siltstone et d'orthoquartzite [C4]<br>Grès feldspathique vert [C1]<br>Métagrès (dôme de Bécancour) [C1A] |
| | Schistes de Bennett | | Veines de quatz [B4]<br>Schiste à chlorite et amphibole [B3]<br>Métagabbro [B3A]<br>Schiste à séricite et quartz et schiste graphiteux avec des interlits de métaquartzite [B2]<br>Dolomie [B2A]<br>Schiste à séricite; schiste à albite-séricite-chlorite; schiste à albite-séricite-graphite; schiste quartzifère à séricite; schiste quartzifère à séricite-chlorite [B1]*<br>Schiste quartzifère à séricite et schiste quartzifère à séricite-chlorite [B1A]*<br>Schiste à séricite mauve et pourpre [B1B]* |

** Les unités B1A, B1B et B1 contiennent localement de l'ottrélite*

## Schistes de Bennett (B1 à B4)*

### NOMENCLATURE

R. Harvie & J.K. Knox (1916) proposaient l'expression de «schiste de Bennett» pour désigner cette séquence de schistes bien exposée sur le versant de collines qui entourent le bureau de poste de Bennett. Ils assignaient ces roches au Précambrien.

Plusieurs termes furent employés pour désigner cet assemblage de schiste, à savoir: «schistes de Bennett» (Tolman, 1936, Cooke, 1937 et Benoît, 1958), «série inférieure du Groupe de Caldwell» (Riordon, 1953 et 1954); «Formation des schistes de Bennett» (Gorman, 1954 et 1957); «Groupe de Bennett» (Béland, 1957). Quant à nous, nous considérons les Schistes de Bennett comme l'équivalent métamorphique des roches des groupes de Rosaire et de Caldwell.

### NATURE ET DISTRIBUTION (cartes 2035 A, B, C, D et G)

Les Schistes de Bennett occupent le secteur nord-ouest de la région, sur une largeur maximum de 10 km. On y rencontre des roches métamorphisées que nous avons subdivisées en sept assemblages ou unités lithologiques. Ce sont: 1- des schistes à séricite mauves et pourpres (B1B)**; 2- un assemblage formé de schiste quartzifère à séricite et de schiste quartzifère à séricite-chlorite (B1A)**; 3- un assemblage constitué de schiste à séricite et de schiste à albite-séricite-chlorite, de schiste à albite-séricite-graphite, de schiste quartzifère à séricite et de schiste quartzifère à séricite-chlorite (B1)**; 4- des lits de dolomie (B2A); 5- une unité formée de schiste à séricite et quartz et de schiste graphiteux avec des interlits de métaquartzite (B2); 6- du métagabbro (B3A); 7- des schistes à chlorite et amphibole (B3).

Dans leur ensemble, ces unités forment des plis couchés qui ont été soumis au cours d'une nouvelle phase orogénique à des poussées dirigées de façon qu'il y a eu superposition, aux plis couchés, de deux séries de plis ouverts. Ces derniers, orthogonaux entre eux, forment des dômes et des bassins ouverts superposés aux plis couchés.

* Symboles utilisés dans la légende de la carte.

** Les unités B1B, B1A et B1 contiennent localement de l'ottrélite.

### LITHOLOGIE

#### Schiste à séricite mauve et pourpre (B1B)

Ces roches affleurent principalement le long de la surface axiale d'un synclinal ancien près de la limite nord de la région (carte 2035 A).

Ces schistes à séricite sont à grain fin et d'apparence massive. Ce sont des roches rouges et mauves qui contiennent souvent de nombreux petits porphyroblastes d'ottrélite visibles à la loupe. Ajoutons que les schistes à séricite mauves et pourpres constituent un horizon-repère remarquable au sein des Schistes de Bennett. Cet horizon-repère est d'autant plus important qu'une minéralisation en cuivre s'observe dans les schistes à séricite et ottrélite vert (B1) près de leur contact avec les schistes à séricite et ottrélite mauves et pourpres (B1B). La mine Métalline (Harvey Hill) est un exemple de cette minéralisation.

Nous croyons que les schistes à séricite mauves et pourpres sont l'équivalent métamorphique des schistes ardoisiers rouges et verts avec quelques interlits de grès vert et rouge du Groupe de Rosaire.

#### Schiste quartzifère à séricite et à séricite-chlorite (B1A)

Les schistes quartzifères à séricite et les schistes quartzifères à séricite-chlorite forment des bancs épais, continus et faciles à suivre sur le terrain. Les principaux affleurements sont observés au contact nord du feuillet de serpentinite connu sous le terme de dyke de Pennington (T2).

Ces roches sont probablement l'équivalent métamorphique des grès feldspathiques du Groupe de Caldwell. Il s'agit de roches schisteuses, de teinte sombre, constituées d'un pourcentage élevé en quartz, feldspath et séricite avec souvent de l'ottrélite. Par endroit, on peut déceler des microlithons qui se traduisent par une alternance de lamines respectivement riches en quartz et en phyllosilicates, résultat de la présence d'un clivage de crénulation. Sous le microscope, le quartz et le feldspath forment une mosaïque de petits cristaux bien soudés entre eux. Quelques feldspaths sont maclés et très altérés.

#### Schiste à séricite; schiste à albite-séricite-chlorite; schiste à albite-séricite-graphite; schiste quartzifere à séricite; schiste quartzifere à séricite-chlorite (B1)

Les roches ainsi dénommées forment des bandes continues de direction NW-SE ou des taches de forme irrégulière au sein des Schistes de Bennett. Nous croyons que cet assemblage de schistes est corrélatif de certains membres de métapélite du Groupe de Caldwell.

Les schistes à séricite, sont généralement d'un gris jaunâtre en surface altérée et d'un gris verdâtre ou vert bleuâtre en surface fraîche. Souvent la roche est d'apparence massive et elle est responsable de certains reliefs de la région étudiée. Tel que dit plus haut, on observe de la minéralisation en cuivre dans ce faciès.

Dans les schistes à albite-séricite-chlorite, l'albite se présente sous forme de porphyroblastes de 1 à 2 mm d'arête. Localement, au voisinage des bandes de serpentinite, les schistes avec porphyroblastes d'albite sont riches en graphite et les porphyroblastes contiennent des inclusions graphiteuses. Ces roches sont gris foncé ou noires et représentent, sans doute, des schistes argileux altérés.

Des lits constitués de métaquartzite ou de leur équivalent schisteux, des schistes quartzifères à séricite ou des schistes quartzifères à séricite-chlorite sont dispersés dans la séquence de schistes que nous venons de décrire. Ces métaquartzites présentent des surfaces altérées blanches et des surfaces fraîches gris foncé ou verdâtres. Elles sont à grain moyen et occasionnellement bien litées. Lorsqu'elles sont litées, elles se présentent en lits de moins de 2 mètres d'épaisseur.

Ces différents types de schiste peuvent contenir une quantité plus ou moins importante de porphyroblastes d'ottrélite ayant jusqu'à 4 mm de diamètre.

**Dolomie (B2A)**

Quelques bancs de dolomie et de dolomie arénacée sont à découvert dans les schistes à séricite et quartz et dans les schistes graphiteux avec des interlits de métaquartzite. Les principaux affleurements, non visibles sur la carte 2035 A, sont observés à environ 1 km au nord et 400 m au nord-ouest de l'excavation de Quebec Asbestos Corporation Tunnel ainsi qu'à environ 1,3 km au nord-ouest d'East-Broughton-Station. L'épaisseur de ces bancs varie de 5 cm à plus de 2 m d'épaisseur. Leur surface altérée est d'un brun foncé tandis que la surface fraîche est gris bleuâtre pour la dolomie arénacée et blanche pour la dolomie. Cette dernière est recristallisée et traversée par un réseau de veines de quartz et de chlorite. Elle est semblable à la dolomie de White Brook affleurant dans la région de Saint-Sylvestre, au nord de la région à l'étude.

**Schiste à séricite quartz et schiste graphiteux avec des interlits de métaquartzite (B2)**

Ces roches constituent, dans notre région, la majeure partie des Schistes de Bennett. C'est un assemblage de strates identiques au membre inférieur du Groupe de Rosaire. Cependant, avant de les considérer comme une partie de ce groupe, nous préférons attendre d'avoir établi, dans les régions adjacentes, des relations structurales entre ces deux unités stratigraphiques.

Les roches de ce membre sont caractérisées par une alternance de lits de schiste graphiteux et de schiste à séricite et quartz avec des bancs de métaquartzite. Ces derniers ont de quelques centimètres à 3 m d'épaisseur, la majorité de 25 à 70 cm. Il s'agit de métaquartzite gris foncé en surface fraîche, à grain fin et moyen et occasionnellement lité. Plusieurs lits sont légèrement dolomitiques. Les interlits de schiste graphiteux et de schiste à séricite et quartz atteignent une puissance de plus de 30 m d'épaisseur. Toutefois, localement, la roche consiste en une alternance de lits de métaquartzite à grain fin variant de 5 à 25 cm d'épaisseur et de lits de phyllade ou de schiste à séricite et quartz dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à un mètre. Les schistes à séricite et quartz représentent sans doute des siltstones argileux ou des schistes argileux silteux évolués en schistes micacés sous l'effet du métamorphisme.

**Métagabbro (B3A)**

Les métagabbros des Schistes de Bennett sont à grain grossier et ont la composition d'une amphibolite. Toutefois, nous les considérons comme des petits massifs de gabbro altéré. Le plagioclase et l'amphibole sont les constituants majeurs; le quartz, le sphène, le carbonate et un minéral de fer sont les constituants mineurs. Le plagioclase est une albite qui contient quelques inclusions. L'amphibole, probablement une actinote, est d'un vert pâle et se présente en cristaux aciculaires ou en aggrégats de cristaux.

**Schiste à chlorite et amphibole (B3)**

Dans la région étudiée, nous avons fait la mise en carte de quelques bandes de schiste à chlorite de quelques mètres à plus de 250 mètres de largeur. Les affleurements les plus représentatifs sont situés au sud-ouest de la route qui va de Broughton-Station à Saint-Pierre-de-Broughton.

C'est une roche soit homogène, soit rubanée mais schisteuse, allant du vert foncé au vert moyen, et dont les principaux minéraux constitutifs sont la chlorite, l'épidote, l'albite et une amphibole vert foncé. En certains endroits, elle renferme des octaèdres de magnétite et de la ferrodolomie. Ces bandes de schiste à chlorite représentent probablement des métalaves et des métatufs de composition basique.

**Veines de quartz (B4)**

Dans les Schistes de Bennett, on rencontre deux types principaux de veines de quartz, à savoir: des veines est-ouest à pendage abrupt et des veines introduites entre les plans de la schistosité ancienne et donc quasi-horizontales. La majorité des veines de quartz sont stériles mais quelques-unes, riches en carbonate ferrugineux, contiennent une quantité appréciable de bornite et de chalcopyrite. Malheureusement, les veines de quartz de la région sont courtes et ont rarement plus d'un mètre d'épaisseur. D'autres veines de quartz contiennent de l'hématite spéculaire accompagnée, généralement, de chlorite secondaire. Il est à noter que dans ces dernières, il y a absence de carbonate ferrugineux. Les veines minéralisées se trouvent dans une bande

de schiste à séricite et ottrélite avec quelques interlits de schiste quartzifère à séricite du faciès B1A. Nous avons retracé ces roches jusqu'à la mine Harvey Hill, à environ 1,3 km au nord de la limite septentrionale de la région.

## ANALYSE STRUCTURALE

Dans les Schistes de Bennett nous avons fait des analyses structurales aux échelles mésoscopique et macroscopique (Weiss, 1959). Pour la compréhension de cette section nous référons le lecteur à la carte géologique 2035 A et à la carte 2035 G des domaines structuraux, des canevas équiaires et des profils structuraux.

### Échelle mésoscopique

Les éléments mésoscopiques étudiés sont les éléments planaires, les éléments linéaires et les plis.

#### *Éléments planaires*

Les éléments planaires observés dans les Schistes de Bennett sont la stratification $S_0$, deux schistosités $S_1$ et $S_2$ et des clivages tardifs ($S_3$, etc.). Il est à noter que les schistosités anciennes $S_1$ et $S_2$ ne sont pas différenciées sur la carte géologique 2035 A et que sur la carte des domaines structuraux (2035 G) elles sont désignées par le symbole $S_1$ ($S_2$).

En général, la stratification est difficile à observer au sein des unités stratigraphiques constituant les Schistes de Bennett étant donné qu'il y a eu transposition de la stratification par les schistosités anciennes ($S_1$ et $S_2$). Toutefois, la stratification est évidente dans l'unité de schiste à séricite et quartz et de schiste graphiteux avec des interlits de métaquartzite. En effet, plusieurs affleurements laissent voir des lits de métaquartzite de 5 cm à plus de 2 m d'épaisseur dans un assemblage de schiste à séricite et quartz et de schiste graphiteux. Ajoutons que les contacts entre les différentes unités stratigraphiques sont bien définis.

Tous les affleurements des Schistes de Bennett montrent une schistosité ancienne $S_2$ très pénétrante et certains affleurements, une schistosité $S_1$ déformée par la schistosité $S_2$ et donc antérieure à celle-ci. Ces schistosités $S_1$ et $S_2$, généralement subparallèles entre elles et à la stratification, sont produites par une orientation préférentielle des minéraux de la roche. Toutefois, ces schistosités anciennes se recoupent localement avec un angle prononcé; la schistosité $S_2$ forme alors des microlithons de 0,1 à 0,5 mm. Nous croyons que les schistosités $S_1$ et $S_2$ sont parallèles au plan axial des plis anciens $P_1$ et $P_2$ respectivement.

En plus des schistosités, on observe souvent deux clivages distincts sur un même affleurement. Il s'agit de clivages de crénelure. L'espace entre les plans de ces clivages varie d'un endroit à l'autre; sur plusieurs affleurements ce sont de véritables plans de «kinks» plutôt que des clivages de crénulation. Quelques affleurements montrent des bandes de «kinks» non conjuguées. Les clivages tardifs ou «kinks» sont de directions et pendages variables.

#### *Éléments linéaires*

Nous avons mesuré six types de linéations que nous avons groupés en quatre catégories (voir légende structurale de la carte 2035 A)

1. Les bâtonnets de quartz et les linéations résultant de l'orientation et de l'allongement des minéraux. Ces dernières sont, croyons-nous, surtout associées à la deuxième phase de déformation (plis $P_2$) et localement à la première phase (plis $P_1$). Les bâtonnets de quartz sont des charnières détachées et isolées de petits plis (10 mm) affectant les laminations métamorphiques $S_1$ à l'intérieur des microlithons délimités par les surfaces $S_2$. L'axe de ces tiges est parallèle aux charnières des plis mésoscopiques $P_2$. Les plis $P_1$ et $P_2$ sont considérés comme des plis anciens.
2. Les crénelures qui sont les axes des microplis (1 à 5 mm) observés dans les schistosités anciennes ($S_1$ et $S_2$). Ce sont donc des linéations tardives associées aux plis $P_3$ et $P_4$.
3. La ligne résultant de l'intersection de surfaces «S». Parmi ces linéations, la plus fréquente résulte de l'intersection de l'un des clivages tardifs ($S_3$ ou $S_4$) avec l'une ou l'autre des schistosités anciennes ($S_1$ ou $S_2$). Ce sont donc des linéations tardives. Toutefois nous avons localement observé l'intersection de la stratification ($S_0$) avec l'une ou l'autre des schistosités anciennes $S_1$ ou $S_2$ ou encore l'intersection de $S_1$ et $S_2$. Dans ces derniers cas, ce sont évidemment des linéations anciennes ($L_1^0$ ou $L_2^0$).
4. La charnière des plis mésoscopiques (voir paragraphe ci-après).

#### *Plis*

Les plis observés affectent la stratification ($S_0$) et les schistosités anciennes ($S_1$ et $S_2$). Ils sont isoclinaux ou ouverts. Les plis isoclinaux sont généralement couchés ou fortement déversés et rarement droits. Ils se comparent à ceux de la classe «2» de Ramsay (1967). Nous avons noté, lorsque c'était possible, si ces plis isoclinaux étaient de type «Z» ou «S». Ces plis sont anciens et localement, sur le même affleurement, il y a superposition des plis $P_1$ et $P_2$. Leur amplitude varie de 10 cm à 5 m. Les plis ouverts sont droits ou légèrement asymétriques et se rapprochent généralement de ceux de la classe «1B» de Ramsay. Leur amplitude varie de 1 à 25 m. Ce sont des plis tardifs.

### Échelle macroscopique

Pour les besoins de l'analyse structurale, les Schistes de Bennett ont été divisés en trois domaines structuraux. Ce sont du SW au NE les domaines de Custeau, de Saint-Pierre et de Métalline (carte 2035 G).

***Interprétation de la distribution des unités lithologiques en surface***

L'agencement des affleurements de serpentinite (T2), de schistes à chlorite et amphibole (B3) et de schistes à séricite mauve et pourpre (B1B) dessinent en plan des plis couchés anciens ($P_1$-$P_2$) de direction NW-SE et des plis droits tardifs ($P_3$) plongeant vers le NE.

Sur les flancs SW et NE des plis couchés (domaines de Custeau et de Métalline), les strates sont subhorizontales ou légèrement inclinées vers le NE et, dans la région axiale de ces plis (domaine de Saint-Pierre), les couches sont souvent verticales et la direction NW-SE. D'autre part, la schistosité ancienne $S_2$ est partout subhorizontale ou légèrement inclinée vers le NE. Elle semble parallèle au plan axial de ces plis isoclinaux couchés. La schistosité ancienne $S_1$ étant subparallèle à la stratification $S_0$, les plis couchés sont considérés comme appartenant à la deuxième génération de plis (plis $P_2$). Plusieurs plis mésoscopiques, parasitiques de ces plis couchés, sont observés dans les Schistes de Bennett. La charnière des plis macroscopiques $P_2$ est subhorizontale et orientée NW-SE à l'exception d'une partie étroite à la limite SE des Schistes de Bennett où elle plonge généralement vers le SE avec un angle variant de 5° à 30°. La zone axiale de plis couchés majeurs affleure dans le domaine de Saint-Pierre, c'est-à-dire entre l'angle NW de la région étudiée et l'excavation de la Quebec Asbestos Corp., au SE, soit sur une distance de 10 km. Une autre région axiale importante a été suivie sur 8 km au NW d'East-Broughton-Station. Cette dernière est d'ailleurs replissée par un pli tardif droit, de direction NE-SW. En résumé, la surface axiale des plis couchés semble parallèle à la schistosité ancienne $S_2$ et a une direction NW-SE et un pendage faible vers le NE. Leurs charnières sont orientées NW-SE.

Les unités lithologiques et les schistosités anciennes dessinent, en surface, des plis tardifs ($P_3$) à surface axiale subverticale et plongeant vers le NE à angle faible. Ces plis, contemporains de l'anticlinorium des monts Notre-Dame, sont ouverts et sans clivage axial. L'axe principal de ces plis tardifs peut être suivi de la limite ouest de la région, à 5 km au nord-nord-ouest de Robertsonville, jusqu'à environ 3 km au nord d'East-Broughton-Station. D'autres plis tardifs ($P_4$) orthogonaux à ces derniers ont produit des dômes et des bassins très ouverts. Il est fort possible que ces familles de plis tardifs soient contemporaines.

***Études statistiques***

Les Schistes de Bennett sont subdivisés en trois domaines structuraux: ce sont, du sud-ouest au nord-est, les domaines de Custeau, de Saint-Pierre et de Métalline (carte 2035 G).

Les canevas des domaines contenant les pôles de la stratification ($S_0$) montrent que ceux-ci se distribuent grossièrement sur des grands cercles $\pi S_0$ à pendage abrupt vers l'ouest et l'WNW (carte 2035 G). Ceci indique que les plis anciens ($P_2$?) plongent à environ 20° suivant une direction de 110° dans les domaines de Custeau et de Métalline et suivant une direction de 117° dans le domaine de Saint-Pierre. L'étalement des pôles dans le centre et vers le quadrant SE du canevas est dû, croyons-nous, aux plis tardifs ($P_3$) plongeant vers le NE. En effet, cette phase de plissement aurait comme conséquence de distribuer la majorité des pôles de $S_0$ sur un autre grand cercle $\pi S_0$ de direction NW-SE et à pendage abrupt vers le SW. Nous avons tracé ces grands cercles sur les canevas des domaines de Custeau ($67\pi S_0$) et de Saint-Pierre ($44\pi S_0$).

Les schistosités anciennes ($S_1$ et $S_2$) n'ont pas été séparées sur le terrain; elles sont donc regroupées dans les mêmes canevas. La distribution des pôles de ces schistosités vers le centre des canevas indique qu'elles forment des dômes et des bassins ouverts. La tendance des pôles de ces schistosités anciennes à se retrouver dans le quadrant SW des canevas des domaines de Saint-Pierre ($68\pi S_1$) et de Métalline ($193\pi S_1$) est due au fait que les plis tardifs ($P_3$) plongeant vers le NE sont mieux développés et de plus grande amplitude que les plis tardifs ($P_4$) de direction NW-SE.

Dans les Schistes de Bennett nous avons observé trois types de linéation ancienne. Ce sont: les charnières des petits plis couchés (isoclinaux), l'orientation des bâtonnets de quartz et les linéations résultant de l'intersection de $S_0$ avec $S_1$ ou $S_2$. Nous sommes convaincu que les bâtonnets de quartz représentent des linéations anciennes associées à la deuxième phase de plissement $L_2^1$ tandis que les linéations d'intersection sont des linéations anciennes $L_1^0$ et $L_2^0$ et, que les charnières des petits plis couchés sont en majorité parallèles à la charnière des plis $P_2$, mais quelques-unes sont probablement parallèles à celle des plis $P_1$. Sur les canevas comprenant tous les Schistes de Bennett (figure 3) nous constatons que les bâtonnets de quartz plongent à angle faible dans les quadrants SE et NW (figure 3C). À quelques exceptions près, les charnières des plis couchés (figure 3A) ont les mêmes orientations et plongées que les bâtonnets de quartz, ce qui corrobore plus ou moins les plongées calculées à partir des pôles des $S_0$; en effet, on se souviendra que ces dernières ont une plongée de 20° vers 110° et 117°. En ce qui concerne les linéations d'intersection de $S_0$ avec $S_1$ et $S_2$, elles se répartissent tout autour des canevas avec une légère concentration dans le quadrant SE (figure 3B).

Nous pouvons donc conclure des études statistiques des linéations anciennes et des pôles de $S_0$ et de $S_1$ que les plis anciens $P_2$ sont couchés et plongent faiblement vers le NW et le SE. En ce qui concerne les plis anciens $P_1$ nous n'avons pas de données assez sûres pour élaborer sur leur géométrie et l'orientation de leurs éléments. Les plis tardifs $P_3$ et $P_4$ sont très ouverts et avec une surface axiale subverticale.

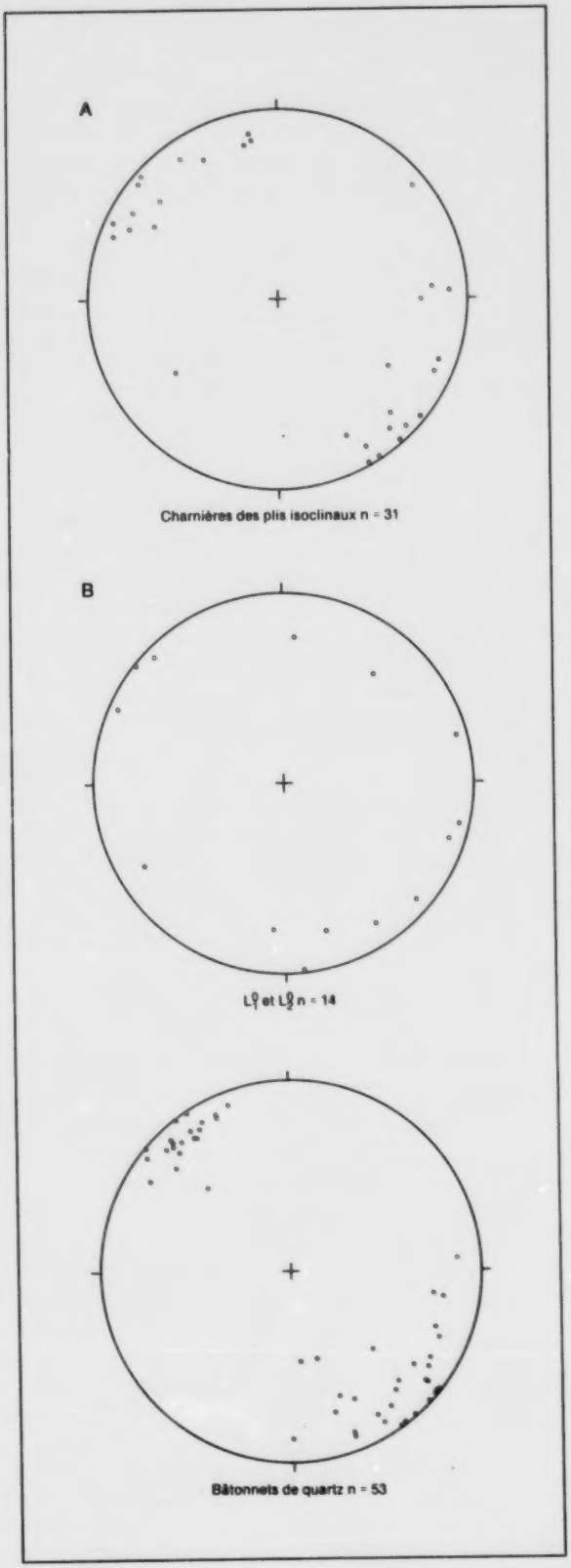



FIGURE 3 — Diagrammes d'orientation des linéations anciennes, dans les Schistes de Bennett.

Dans les Schistes de Bennett, les linéations tardives sont données par les charnières des plis mésoscopiques, très ouverts et droits (figure 4A), et par les crénelures ($L_3^2$) (figure 4B) résultant de la crénulation des schistosités anciennes par des clivages de crénelure, ces derniers n'étant développés que localement. Deux familles de plis ouverts mésoscopiques sont observées. Une première est constituée de plis $P_3$ plongeant surtout vers le NE à angle faible et une deuxième ($P_4$), orthogonale à la première, plongeant généralement vers le SE. Ces deux familles de plis droits ou légèrement déjetés semblent contemporaines et leur superposition sur les schistosités anciennes a produit des dômes et des bassins très ouverts. Très localement, des clivages de crénelure et des bandes de kink sont parallèles au plan axial de ces plis. Les crénelures résultant de l'intersection de ces surfaces «S» tardives avec les schistosités anciennes ont, sur un canevas de Lambert, la même distribution que les charnières des plis ouverts.

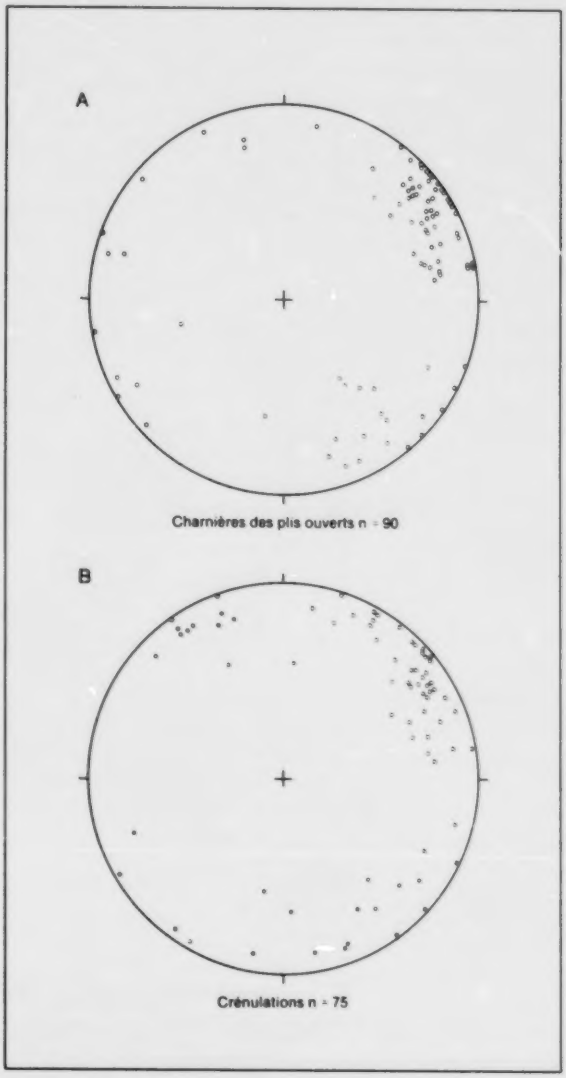



FIGURE 4 A et B — Diagrammes d'orientation des linéations tardives dans les Schistes de Bennett.

*Profils structuraux (carte 2035 G)*

Deux profils structuraux ont été dessinés d'après les données des Schistes de Bennett. Étant donné que les plis anciens «$P_2$» représentent l'élément structural principal dans ces roches polydéformées, nous avons tracé ces profils perpendiculairement à la charnière de ces plis. Les profils sont donc verticaux et orientés selon une direction NE-SW. L'étude de ces profils structuraux montre que les plis «$P_2$» sont généralement fortement renversés vers le SW et localement couchés. Il est à noter que pour expliquer la distribution des lithologies nous avons été contraint d'interpréter des plis anciens «$P_1$» (voir profils structuraux A-A' et B-B' sur la carte 2035 G).

## CORRÉLATION ET ÂGE

L'assemblage de schiste à séricite et quartz et de schiste graphiteux avec des interlits de métaquartzite ainsi que les schistes à séricite mauves et pourpres sont lithologiquement semblables aux assises du Groupe de Rosaire. D'autre part, la séquence de schiste quartzifère à séricite-chlorite, de schiste à séricite, de schiste à albite-séricite-graphite, etc... ressemble beaucoup, lithologiquement, aux strates de la partie inférieure du Groupe de Caldwell. Cependant, il vaut mieux sans doute attendre que les relations structurales de ces unités stratigraphiques soient mieux connues avant de les considérer comme des unités corrélatives.

Quoiqu'il soit impossible d'établir l'âge des Schistes de Bennett de façon précise, on les considère habituellement comme appartenant au Cambrien.

# Groupe de Caldwell (C1 à C6)

## NOMENCLATURE

Le terme «Caldwell» fut employé pour la première fois par MacKay (1921) pour désigner une séquence de quartzite, de schiste ardoisier et de lave basique qui affleure près de la rivière Colway, à 7 km au nord de Beauceville. Cet auteur assignait la série de Caldwell de façon incertaine au Cambrien.

Plus tard, Tolman (1936) dans la région du lac Etchemin, Cooke (1937) et Riordon (1954) sur leur carte de la région de Sainte-Justine ont employé le mot «Caldwell» pour désigner les mêmes roches et les Schistes de Bennett. De même, Cooke (1950) incluait dans le Caldwell toutes les roches placées sous le conglomérat de base du «Beauceville», incluant ainsi les schistes de Sutton. Béland (1957, 1962) et Benoît (1958) ont donné au terme «Caldwell» la même signification que MacKay (1921).

## NATURE ET DISTRIBUTION (cartes 2035 A, B, C et G)

Les assises du Groupe de Caldwell forment une bande de 5 km de largeur qui traverse en diagonale les régions étudiées. Ce groupe est constitué de grès feldspathique, de métagrès, d'orthoquartzite, de siltstone, de brèche, de schiste ardoisier et de phyllades rouges, verts et gris, de roches volcaniques et de dolérite.

## SÉQUENCE STRATIGRAPHIQUE

Le Groupe de Caldwell correspond à une séquence flyschique formée d'une alternance de grès feldspathique en lits de 80 cm à 1,5 m d'épaisseur et d'ardoise de moins de 90 cm d'épaisseur. Il se divise en deux unités stratigraphiques (figure 5): à la base, **l'unité A** se compose surtout de grès feldspathique vert avec des interlits d'ardoise verte, de roches volcaniques, d'ardoise rouge avec des interlits de grès feldspathique rouge et, en quantité moindre, de lits d'orthoquartzite; au sommet, **l'unité B** est formée d'un assemblage d'ardoise avec des interlits d'orthoquartzite vert. Dans la région de Thetford-Mines, la présence d'une faille de chevauchement fait en sorte que seuls les lits de l'unité A sont observés. La colonne stratigraphique représentant l'unité A se situe le long du chemin reliant Saint-Méthode à Robertsonville, soit à 2,4 km à l'est du lac du Huit. Les strates de la partie supérieure, qui constituent l'unité B, affleurent dans la région de Saint-Victor, en bordure du chemin longeant la rivière Broughton, à environ 3,2 km au sud-ouest du village de Saint-Jules-de-Beauce (voir carte 2035 B).

## LITHOLOGIE

### Grès feldspathique vert (C1) et métagrès (C1A)

Les grès feldspathiques verts (C1) constituent, dans notre région, la majeure partie du Groupe de Caldwell. Ils se présentent généralement en lits de 30 cm à 2 m d'épaisseur séparés par des lits de phyllade vert de moins de 1 m d'épaisseur. Plusieurs lits de grès montrent un granoclassement qui indique, dans 80% des cas, que les lits du Groupe de Caldwell sont renversés vers le SE.

Ces roches contiennent jusqu'à 75 ou 80% de quartz, mais habituellement la quantité de quartz est inférieure à 50%. Les variations de la teinte verte des grès sont proportionnelles aux variations dans la quantité de matrice et de grains détritiques de quartz et de feldspath; dans les types dont la matrice prédomine sur les composants en grains de quartz et de feldspath, la roche est vert foncé, tandis que dans les types riches en quartz et feldspath, elle est vert pâle. Le grain est généralement moyen mais on trouve des lits de grit dont le grain peut atteindre 10 mm de diamètre. Les grès contiennent, localement, des concrétions (jusqu'à 3 mètres de longueur) éparses de grès dolomitique.

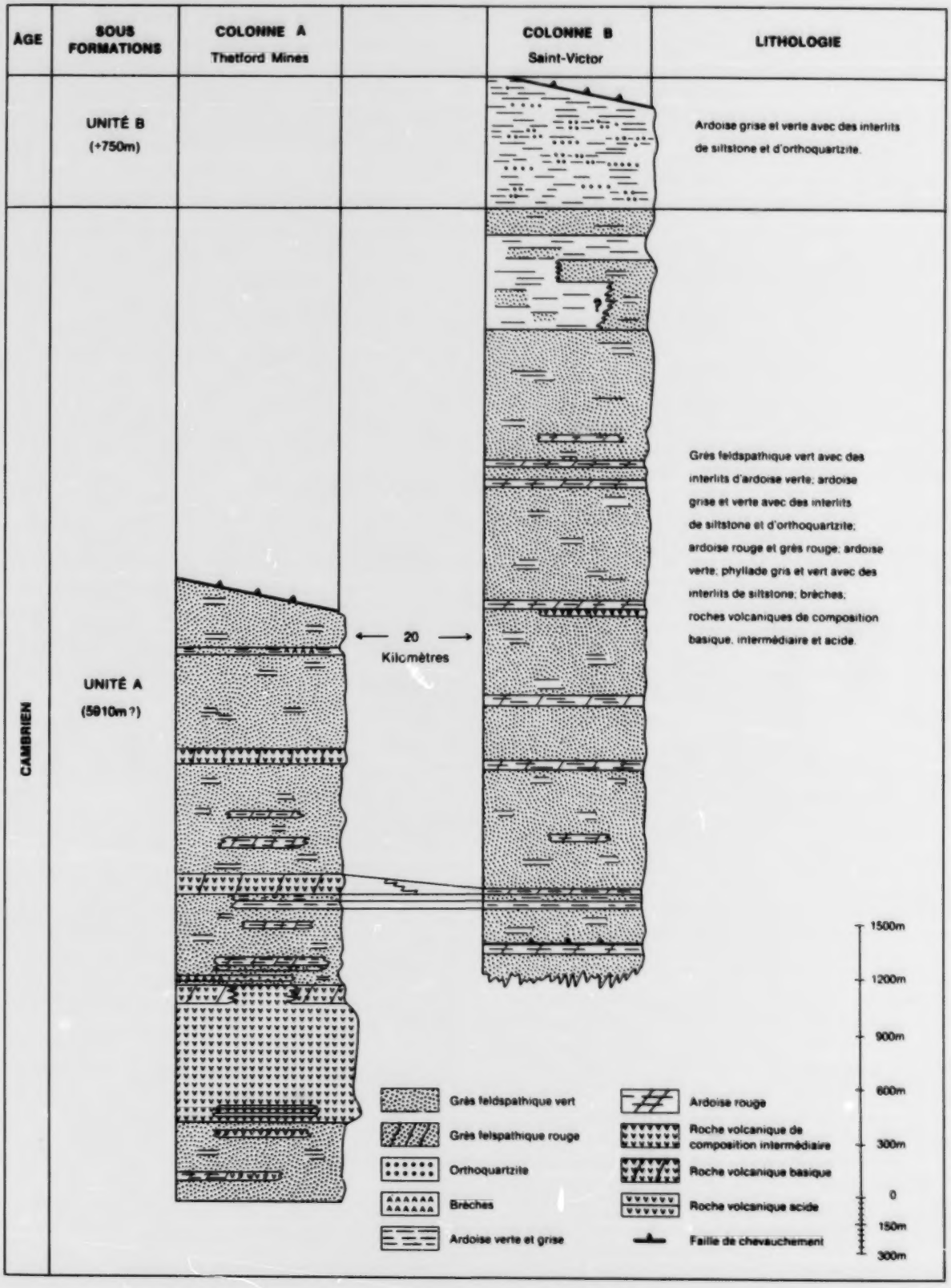



FIGURE 5 — Colonnes stratigraphiques synoptiques du groupe de Caldwell: A - région de Thetford-Mines; B - région de Saint-Victor.

Comme le montre le tableau 2, le grès feldspathique vert du Caldwell est généralement un grès impur feldspathique ou un grauwacke feldspathique renfermant une bonne quantité de matière argileuse. La pâte possède la composition d'un schiste ardoisier formé principalement de quartz et de feldspath très finement grenus et de lamelles de séricite et de chlorite. La taille moyenne des grains détritiques est d'environ 0,5 à 1 mm. Ceux-ci sont subanguleux et leur classement est faible. Les grains de quartz sont, en général, d'origine métamorphique. Les plagioclases, parmi lesquels l'albite prédomine, sont associés à des grains de perthite et d'antiperthite. Le carbonate est en grande partie d'origine secondaire. Les fragments de roche ignée à albite sont rares ou absents. On trouve, en quantité accessoire, du zircon, de la tourmaline, de l'apatite, du leucoxène, du sphène et des sulfures et oxydes de fer.

Au point de vue structural et métamorphique, le Groupe de Caldwell se divise en deux domaines (carte 2035 F): le domaine du dôme de Bécancour à l'ouest des lacs du Huit et à la Truite et le domaine du Grand Morne au NE de ces lacs. Dans le premier, les roches, des métagrès, présentent un niveau structural de plus grande profondeur que dans le second. En effet, les métagrès du domaine du dôme de Bécancour (C1A) sont plus schisteux et bouleversés que les grès feldspathiques bien lités et granoclassés du domaine du Grand Morne (C1). De plus, l'analyse microscopique des métagrès du dôme de Bécancour révèle la présence de vestiges de porphyroblastes complètement transformés en chlorite.

### Schiste ardoisier gris et vert avec des interlits de siltstone et d'orthoquartzite (C4)

Cet assemblage de roches forme la partie supérieure, c'est-à-dire l'unité stratigraphique «B» du Groupe de Caldwell (figure 5). D'autres bancs semblables se rencontrent près de la base de la formation, au nord de Sainte-Clothilde et du lac du Huit.

Les schistes ardoisiers de cet assemblage sont gris ou verts et contiennent fréquemment des interlits de siltstone de 2 à 5 cm d'épaisseur.

Les orthoquartzites sont semblables aux orthoquartzites du Groupe de Rosaire et ils affleurent généralement en lits

**TABLEAU 2 – Modes des grès feldspathiques et des orthoquartzites du Groupe de Caldwell.**

| Minéraux observés | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Quartz | 40 | 36 | 25 | 24 | 10 | 7 | 69 | 48 | 43 | 42 | 39 | 80 | 85 | 99 |
| Feldspath: Plagioclase (albite?) | 28 | 25 | 30 | 24 | 37 | 75 | 10 | 7 | 13 | 8 | 7 | 8 | 4 | — |
| Feldspath: Perthite et antiperthite | — | — | 7 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Fragments de roche ignée à albite | — | 1 | — | 1 | — | — | — | — | — | — | — | T | — | — |
| Matrice (minéraux argileux, micas, chlorite) | 23 | 34 | 28 | 48 | 47 | 17 | 20 | 44 | 44 | 50 | 48 | 12 | 10 | T |
| Micas allochtones | — | — | — | T | — | — | — | — | T | — | — | — | — | — |
| Carbonate autochtone | — | 2 | — | — | T | — | — | — | — | — | — | — | — | T |
| Pistachite et clinozoïsite | | | | | | | | | | | | | | |
| • allochtones | — | — | — | T | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| • autochtones | 7 | — | 7 | — | 4 | T | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Minéraux accessoires. | | | | | | | | | | | | | | |
| • allochtones (zircon, tourmalite, apatite) | T | T | T | T | T | T | T | T | T | T | T | T | T | T |
| • autochtones (apatite) | T | — | 1 | T | T | — | — | T | — | — | — | — | — | — |
| Leucoxène et sphène autochtone? | — | 2 | 1 | T | — | T | 1 | 1 | — | T | T | T | T | T |
| Opaques | | | | | | | | | | | | | | |
| • allochtones? (graphite, hématite, magnétique, ilménite?) | — | — | 1 | 2 | *2 | *1 | — | — | T | T | *6 | — | 1 | T |
| • autochtones (pyrite, pyrrhotine) | 2 | T | — | — | — | — | — | — | — | — | T | — | — | — |

* : Surtout hématite finement grenue.

1, 2, 3, 4 : Grès feldspathique impur, vert.

5 : Grès feldspathique impur, rouge.

6 : Grès feldspathique impur, rouge.

7, 8, 9, 10: Grauwacke feldspathique, vert.

11 : Grauwacke feldspathique, rouge.

12 : Grauwacke quartzifère.

13 : Orthoquartzite.

14 : Orthoquartzite.

N.B. – Nous employons la classification de Williams, Turner et Gilbert (1955) pour les échantillons 7 à 12. Selon cette classification, les échantillons 1 à 6 seraient des grauwackes arkosiques et les échantillons 13 et 14 des arénites quartzifères. Le pourcentage des minéraux a été calculé à l'aide de la platine d'intégration de Chayes.

de 50 cm à 3 m d'épaisseur. Les roches ainsi dénommées sont dures et leur couleur est gris foncé ou vert pâle. C'est une roche à grain moyen, d'apparence vitreuse sur cassure fraîche. Sa surface altérée est blanche et parcourue par plusieurs veines de quartz.

Le quartz, le feldspath et les minéraux argileux sont les principaux éléments constitutifs des orthoquartzites (tableau 2). Quelques lits contiennent 99% de quartz mais le pourcentage est habituellement de l'ordre de 80 à 85%. Les feldspaths, représentés par des plagioclases, sont généralement plus abondants dans les orthoquartzites du Caldwell que dans ceux du Rosaire. Les orthoquartzites du Caldwell sont granulométriquement des roches à grain moyen (moyenne de 0,5 à 1 mm). Ils contiennent moins de 10% de pâte formée de minéraux argileux transformés en chlorite et séricite. Dans les variétés très riches en quartz, celui-ci se présente en plages aux contours irréguliers jointes entre elles par un liséré de petites lamelles de chlorite et de séricite lesquelles, dans certains cas, pénètrent dans le quartz hyalin.

**Grès rouge et schiste ardoisier rouge (C2)**

À différents niveaux dans le Groupe de Caldwell, on rencontre des bancs de grès rouge de 0,6 à 3 m d'épaisseur interstratifié avec des couches de schiste ardoisier rouge d'une épaisseur variant de 5 cm à 15 m. Bien que les lits de grès présentent souvent une texture homogène, quelques lits montrent un granoclassement bien marqué.

La différence principale entre les grès verts (C1) et la majorité des grès rouges (C2) réside en ceci, que la quantité de quartz est généralement moindre dans les grès rouges que dans les grès verts (tableau 2). En revanche, les feldspaths allogènes sont caractéristiques des grès rouges; ce sont des plagioclases parfois maclés, de la perthite et de l'antiperthite. L'étude au microscope révèle des grains détritiques subanguleux et pauvrement classés. Leur diamètre moyen est d'environ 0,22 mm mais, dans les faciès grossiers, le diamètre des éléments détritiques se situe entre 0,75 et 3 mm. Les feldspaths se présentent en grains échancrés et embrouillés par la présence de séricite et de minéraux d'épidote et de leucoxène. Le carbonate est secondaire; il remplace les feldspaths et la matrice. Cette dernière, constituée de matériaux argileux partiellement évolués en séricite et chlorite, est parsemée de leucoxène et d'hématite. La couleur rouge des grès est certainement due à cette présence d'hématite dans la pâte de la roche. De même, nous croyons que les schistes ardoisiers rouges doivent leur coloration à ces grains disséminés d'hématite.

**Schiste ardoisier vert (C3)**

Les schistes ardoisiers verts apparaissent dans tout le Groupe de Caldwell, interstratifiés avec les grès feldspathiques verts, mais seulement la bande la plus puissante est indiquée sur les cartes qui accompagnent ce rapport. Elle affleure à environ 3 km à l'ENE du mont Broughton.

Ce sont des roches vert pâle prenant une teinte brunâtre sous l'action des agents atmosphériques. Le clivage ardoisier y est bien développé. Souvent, les schistes ardoisiers verts alternent avec de minces couches de siltstone blanc. Localement, il y a des quantités plus ou moins importantes de schiste ardoisier rouge interstratifié avec les schistes ardoisiers verts.

**Phyllade gris et vert avec des interlits de siltstone; brèches (C5)**

Ces roches forment une bande étroite d'environ 5 km de longueur au nord-ouest de Sainte-Clothilde.

Les schistes ardoisiers avec intercalations de lamines de siltstone de 2 à 10 cm d'épaisseur forment des bandes très plissées, souvent converties en une brèche d'origine tectonique. Les éléments des brèches, d'une fraction de cm à 15 m de diamètre, sont anguleux et dans une pâte argileuse. Ces brèches monogéniques occupent une position indépendante de la stratification. D'autres brèches semblables pourraient correspondre à des glissements sous-marins.

**Roches volcaniques (C6, C7 et C8)**

Les roches volcaniques sont rares dans la région de Saint-Victor mais très communes dans la région de Thetford-Mines (moitié est).

En se basant sur l'apparence en surface altérée, on peut diviser ces roches volcaniques du Caldwell en trois types: basique, intermédiaire et acide. Les deux premiers types sont très abondants et ils constituent, dans la région de Thetford-Mines, des horizons-repères très utiles.

Les roches volcaniques basiques (C6) sont rougeâtres ou vert foncé et finement grenues. Les affleurements représentatifs montrent une alternance d'agglomérat et d'épanchement à coussinets en couches de 3 à 30 m d'épaisseur. Les coussinets ont de 50 cm à 2 m de longueur et sont, localement, assez bien conservés pour déterminer le sommet des coulées. Plusieurs couches sont sillonnées de filons d'épidote, de chlorite et de carbonate. À environ 3 km au sud-ouest de Saint-Jules-de-Beauce, un affleurement laisse voir une petite bande de 25 cm d'épaisseur, de schiste à chlorite en contact avec un lit de calcaire impur, rougeâtre, de moins de 1 m d'épaisseur. Des calcaires identiques sont intercalés dans les roches volcaniques basiques, rougeâtres, de la région de Beauceville (Mackay, 1921).

Certaines roches volcaniques de composition intermédiaire (C7) forment une alternance de bancs de 3 m à plus de 30 m d'épaisseur, de roches volcaniques à coussinets et d'agglomérat. À grain fin et d'un vert olive, elles sont relativement plus résistantes à l'érosion que les roches volcaniques basiques décrites ci-haut. De même, les coussinets sont plus nets et plus en évidence dans ces roches volcaniques que dans les épanchements de roches volcaniques basiques rougeâtres ou vert foncé.

Les épanchements de roches volcaniques acides (C8) sont observés à la base de la séquence volcanogène, à environ

3 km au NE du lac du Huit. Ces roches volcaniques acides sont généralement vert pâle et finement grenues. La roche est dure et, au bris, elle présente une cassure conchoïdale. En général, la roche est massive et agglomératique.

L'examen au microscope des méta-laves de composition basique laisse voir un amas de minéraux secondaires. Des phénocristaux subidiomorphes d'augite sont partiellement remplacés par de la pumpellyite et de l'épidote dans une matrice aphanitique. La matrice est constituée de squelettes de microlithes de plagioclase dans une pâte microcristalline de pumpellyite, chlorite, épidote, albite, magnétique et leucoxène. Les vésicules sont remplies d'albite mais il y a aussi de la pumpellyite et de la chlorite.

### Dolérite (C6A)

Associées aux roches volcaniques du Groupe de Caldwell, on observe des lentilles de dolérite, les principaux affleurements se trouvant au mont Broughton (Grand Morne) et à environ 2 km à l'est du lac du Huit. Nous n'avons pas fait d'étude spéciale de ces roches. Ce sont des dolérites porphyroïdes à phénocristaux de hornblende.

## ANALYSE STRUCTURALE (CARTES 2035 A, B, C et 2035 F)

La thèse de M.Sc. de Blackburn (1975) traite de l'analyse structurale du Groupe de Caldwell de la partie ouest de la région étudiée. Le travail qui suit a été tiré intégralement de sa thèse qui a été dirigée par P. St-Julien et présentée à l'Université Laval.

### Généralités

Dans le but d'éclaircir la géométrie de la déformation du Groupe de Caldwell de la moitié est de la région de Thetford-Mines, nous analyserons dans cette section les éléments structuraux aux échelles mésoscopique et macroscopique.

Le Groupe de Caldwell se divise en deux domaines structuraux: le domaine du dôme de Bécancour au SW et le domaine du Grand Morne au NE (carte 2035 F). Chacun de ces domaines a fait l'objet d'études structurales détaillées. Notre travail est un complément structural des cartes géologiques préparées par Riordon (1954) et St-Julien (cartes 2035 A, B, C). Sur chacun des affleurements étudiés nous avons noté les relations géométriques entre les différents éléments structuraux pénétrants ainsi que leur âge relatif. Des études statistiques de ces éléments structuraux ont été faites à l'aide de canevas de Lambert (carte 2035 F) et des profils tectoniques perpendiculaires à l'axe des plis ont été dessinés (carte 2035 F).

### Domaine du dôme de Bécancour

#### *Généralités*

D'aspect massif et schisteux, le grès feldspathique vert (C4)* constitue la majeure partie de ce domaine (carte 2035 F). Ce dôme est affecté par trois phases de déformation. Les failles normales qui le délimitent sont soulignées par la présence d'une brèche tectonique de plusieurs mètres de largeur. Des failles de décrochement radiales sont également observées dans les roches du domaine du Grand Morne, en bordure N et NE du dôme.

Dans le dôme, il est généralement très difficile d'identifier avec certitude la stratification $S_0$, étant donné l'omniprésence des schistosités $S_1$ et $S_2$ et de la recristallisation de la roche. Toutefois, à l'aide du granoclassement, il nous a quand même été possible de déterminer la polarité sédimentaire sur trois affleurements.

#### *Analyse mésoscopique*

La schistosité $S_2$ est le principal élément planaire pénétrant du domaine du dôme de Bécancour (carte 2035 F). Cette schistosité est produite par un alignement des phyllosilicates le long de surfaces planaires très rapprochées. Elle est mise en évidence dans le rang X par un étirement des grains. Dans la majeure partie de ce domaine, la stratification $S_0$ et la schistosité $S_1$ sont subparallèles à $S_2$ sauf à la charnière des plis isoclinaux mineurs $P_2$ affectant $S_0$ et $S_1$. La schistosité $S_2$ suit le plan axial de ces plis $P_2$.

La majorité des charnières de ces plis $P_2$ est orientée NW-SE. Ces plis sont visibles dans le rang IX.

C'est la présence de quelques lits de grès grossier qui nous a permis de déceler la stratification. Elle se présente sous la forme d'une foliation fortement plissée. La polarité sédimentaire passe de normale à inverse comme nous pouvons le constater dans le rang X et près de la colline Berton (carte 2035 F).

La schistosité $S_1$, plus difficile à observer, est produite par l'orientation préférentielle des feuilles de mica et par une alternance de lamelles schisteuses riches en micas et de lamelles grenues composées en majeure partie de quartz et de feldspath. Puisque les plis $P_2$ sont isoclinaux, la schistosité $S_1$ n'est visible qu'à la charnière de ces derniers. En effet, les schistosités $S_2$ et $S_1$ sont subparallèles sur les flancs des plis $P_2$ et ne se recoupent qu'à la charnière de ces plis comme nous pouvons le voir dans le rang IX.

Dans le rang X, au sud-est du rang IX, ainsi qu'au sud du dôme, on observe une schistosité tardive $S_3$, peu développée, d'azimut 040°. Elle forme accidentellement des microlithons de 1 mm à 1 cm d'épaisseur. Ces microlithons, résultant d'une recristallisation suivant le clivage de crénelure $S_3$ laissent voir $S_2$ crénulé entre les plans $S_3$. Ils sont visibles dans le rang X. La schistosité $S_3$, à pendage subvertical, est parallèle au plan axial des plis $P_3$ de direction générale NE-SW.

*équivalent au C1A de la carte 2035 C de St-Julien

Les linéations résultant de l'intersection de $S_2$-$S_1$ et $S_2$-$S_0$ sont difficilement dissociables et peu nombreuses étant donné le subparallélisme existant en plusieurs endroits, entre les trois surfaces planaires $S_0$, $S_1$ et $S_2$. Les linéations pénétrantes $L_3^2$ sont les plus évidentes et résultent de l'intersection de $S_2$-$S_3$. De direction NE-SW, elles ne sont visibles que dans le rang X. Les linéations produites par l'intersection de $S_3$-$S_0$, $S_3$-$S_1$, $S_2$-$S_0$ ne sont qu'occasionnellement observées. Dans le rang X ainsi que dans le rang IX, on observe une linéation NW-SE créée par l'allongement de grains de feldspath. Cette linéation est comprise dans les plans de schistosité $S_2$.

### *Analyse macroscopique*

Nous avons produit une carte lithologique et structurale sur laquelle nous avons ajouté des profils tectoniques (carte 2035 F). Des études statistiques des éléments structuraux pénétrants y sont rapportées sur canevas de Lambert.

L'analyse statistique des éléments structuraux pénétrants du domaine du dôme de Bécancour confirme la présence des trois phases de déformation $D_1$, $D_2$ et $D_3$. Elle nous a permis également de constater que la schistosité $S_2$, d'orientation variable, dessine en surface un dôme. En effet, dans la partie au sud du dôme de Bécancour, sa direction est de N 30° et son pendage de 25° SE; à l'est elle est grossièrement NW-SE avec un pendage moyen de 35° NE; au nord elle est de N 250° avec un pendage de 45° NW; et à l'ouest de N 195° avec un pendage de 60° WNW. Elle dessine donc une structure en dôme.

### *Analyse statistique des structures pénétrantes*

Dans le domaine du dôme de Bécancour, l'analyse statistique nous montre que les pôles des plans de la schistosité $S_2$ forment un petit cercle (diagramme $\pi$ $S_2$ de la carte 2035 F). Nous croyons que ce petit cercle représente un dôme. En effet, étant donné l'absence d'affleurements au centre du dôme de Bécancour, la totalité des observations structurales ont été faites sur les flancs du dôme, d'où l'absence de $S_2$ subhorizontale dans le diagramme $\pi$ $S_2$ de la carte 2035 F. On constate également que la majorité des axes des plis $P_2$ plongent dans le quadrant NW et que quelques-uns plongent vers l'est (diagramme $L_2$ de la carte 2035 F).

Il nous apparaît probable que ce changement de plongement des plis $P_2$ est imputable à la formation du dôme de Bécancour qui, sans équivoque, est postérieur aux plis $P_2$. Aussi, l'allure inégale de la stratification $S_0$, sur laquelle les plis $P_2$ se sont superposés, est probablement responsable en partie, des variations dans l'orientation et la plongée de ces derniers. La restauration à l'horizontale des surfaces $S_2$ et des axes des plis $P_2$ que ces surfaces contiennent nous permet d'attribuer une direction approximative à la charnière des plis $P_2$ avant la formation du dôme. Cette direction est WNW-ESE.

Le clivage de crénelure $S_3$, parallèle au plan axial des plis $P_3$, tient une direction qui varie de NNE à E (diagramme $\pi$ $S_3$ de la carte 2035 F), ce qui explique la variation dans l'orientation des linéations $L_3^2$ résultant de l'intersection $S_2$-$S_3$ (diagramme $L_3^2$ de la carte 2035 F). Étant donné le peu de mesures disponibles, il nous fut impossible d'étudier statistiquement les surfaces planaires $S_0$ et $S_1$. En effet, la stratification $S_0$ n'est visible qu'à trois endroits, tandis que la schistosité $S_1$ n'est visible que sur la charnière des plis $P_2$.

### *Profil structural*

Le profil structural AA' de la carte 2035 F traversant la partie nord-est du dôme de Bécancour nous montre la relation existant entre les deux domaines structuraux: le dôme de Bécancour et celui de Grand Morne. Partant de ce profil et de la carte 2035 F, nous constatons que le domaine du dôme de Bécancour a laminé et soulevé le métagrès feldspathique du domaine du Grand Morne et peut-être les roches du complexe ophiolitique de Thetford-Mines et le «mélange» de la Formation de Saint-Daniel. Les failles normales qui délimitent le dôme sont mises en évidence par une brèche monogénique (6) qui constitue le pourtour du domaine du dôme de Bécancour. Il est à noter que ce dôme a exercé une poussée latérale, formant ainsi des failles radiales de décrochement soulignées par le déplacement des roches volcaniques situées à la base du Groupe de Caldwell du domaine du Grand Morne.

### *Conclusion*

Les roches du domaine du dôme de Bécancour ont donc subi trois phases de déformation avant d'être soulevées en un horst. Chronologiquement, ces trois phases de plissement sont: $D_1$, $D_2$ et $D_3$.

La première phase de déformation $D_1$ n'est représentée que par un seul élément structural pénétrant: la schistosité $S_1$. Étant donné le nombre et l'intensité des événements structuraux qui ont suivi, cette schistosité $S_1$ nous est peu connue. Il nous est donc impossible de déterminer l'orientation de cette première phase de plissement; nous ne pouvons que constater sa présence.

La deuxième phase de déformation $D_2$ est caractérisée par un système de plis isoclinaux couchés $P_2$. La schistosité $S_2$, parallèle au plan axial de ces plis $P_2$, est omniprésente dans le domaine du dôme de Bécancour. Cette schistosité $S_2$ est plissée en forme de dôme. Il nous apparait probable que ce phénomène est imputable à la formation du dôme de Bécancour qui est postérieur à la phase de déformation $D_2$. Les plis $P_2$ sont couchés et leur charnière accuse une direction WNW-ESE.

La troisième phase de plissement $D_3$ se compose de plis $P_3$ et d'un clivage de crénelure de direction NE-SW. Ce clivage, parallèle au plan axial des plis $P_3$, forme des microlithons de 1 mm à 1 cm d'épaisseur avec les foliations métamorphiques anciennes. Cette dernière phase de déformation est relativement peu développée.

La formation du horst du dôme de Bécancour est postérieure à ces trois phases. Nous croyons qu'un soulèvement tardif, le long des failles normales délimitant le domaine du dôme, est responsable de la présence en surface des roches de ce domaine. Les roches du dôme de Bécancour ont subi un métamorphisme plus élevé et une déformation plus intense que les roches qui les entourent. Cette structure en horst est également mise en évidence par la brèche tectonique et les failles radiales de décrochement. De plus, ce horst a laminé et soulevé les roches du domaine du Grand Morne et peut-être celles qui sont adjacentes. L'ensemble de ces observations constitue la preuve que le dôme de Bécancour constitue un horst.

## Domaine du Grand Morne

### *Généralités*

Dans ce domaine on peut déterminer la polarité sédimentaire des strates sur presque tous les affleurements de grès (carte 2035 F) en se servant des granoclassements et, localement, à l'aide de convolutions («convoluted beds»), d'empreintes de charge et de stratifications entrecroisées. Les affleurements et les structures sédimentaires sont assez nombreux pour nous permettre d'affirmer que les couches sont partout renversées. Ajoutons que les polarités sédimentaires et les relations entre la schistosité omniprésente $S_3$ et le litage $S_0$ indiquent que la majorité des plis affectant le Groupe de Caldwell du domaine du Grand Morne sont des anticlinaux synformes et des synclinaux antiformes.

De fait, deux schistosités sont observées dans les roches de ce domaine (voir carte 2035 F): une schistosité tardive très pénétrante que nous désignons par $S_3$ et une schistosité ancienne visible localement dans des interlits d'ardoise. Cette dernière correspond probablement à $S_1$. Vu la rareté de cette schistosité ancienne, nous avons omis de l'inclure sur la carte 2035 F.

Les linéations rencontrées sont des linéations d'intersection. Les lignes résultant de l'intersection de la stratification $S_0$ et de la schistosité tardive $S_3$* sont les linéations pénétrantes communes $L_3$ du domaine du Grand Morne. Par contre, nous n'avons observé que peu de linéations résultant de la rencontre de la schistosité ancienne $S_1$ et de la stratification $S_0$; nous ne les trouvons qu'au SE du lac du Huit. Il en est ainsi des linéations résultant de l'intersection de $S_3$-$S_1$.

### *Analyse mésoscopique*

#### *Plis mésoscopiques*

La stratification $S_0$ et la schistosité tardive $S_3$ sont les éléments pénétrants omniprésents dans le domaine du Grand Morne. Dans ce domaine (voir carte 2035 F), la stratification a une direction générale NE-SW avec un pendage abrupt vers le NW et une polarité sédimentaire vers le SE. À l'est des lacs du Huit et à la Truite, les couches dessinent en surface des synclinaux antiformes et des anticlinaux synformes plongeant vers le NE à un angle moyen de 25 à 35° (cartes 2035 A, B, C et F). Ces synclinaux antiformes et ces anticlinaux synformes sont des plis $P_3$ dont le plan axial est la schistosité tardive $S_3$. Cette dernière est orientée N 45° E avec un pendage abrupt vers le NW. La géométrie des plis $P_3$ est précisée par l'orientation des surfaces planaires $S_3$ et $S_0$ ainsi que par la linéation d'intersection $S_0$-$S_3$ (figure 6). Ajoutons qu'au sud-est de la montagne du Grand Morne, les anticlinaux synformes et les synclinaux antiformes $P_3$ plongent vers le SW avec un angle moyen de 45 degrés. La géométrie de ces plis $P_3$ est bien illustrée par la figure 7. Cette figure est une carte géologique détaillée d'un ensemble d'affleurements situés à environ 1 km au sud-est du lac du Huit. Elle illustre l'allure en surface de la stratification $S_0$, de la schistosité tardive $S_3$, de la linéation $L_3^0$, de la surface axiale des plis $P_3$ et des faciès présents.

La schistosité ancienne $S_1$ est parallèle au plan axial des plis couchés mésoscopiques $P_1$. La géométrie de ces plis couchés peut être précisée par l'orientation des surfaces $S_1$ et $S_0$ et par les linéations d'intersection $S_1$-$S_0$ (figure 8).

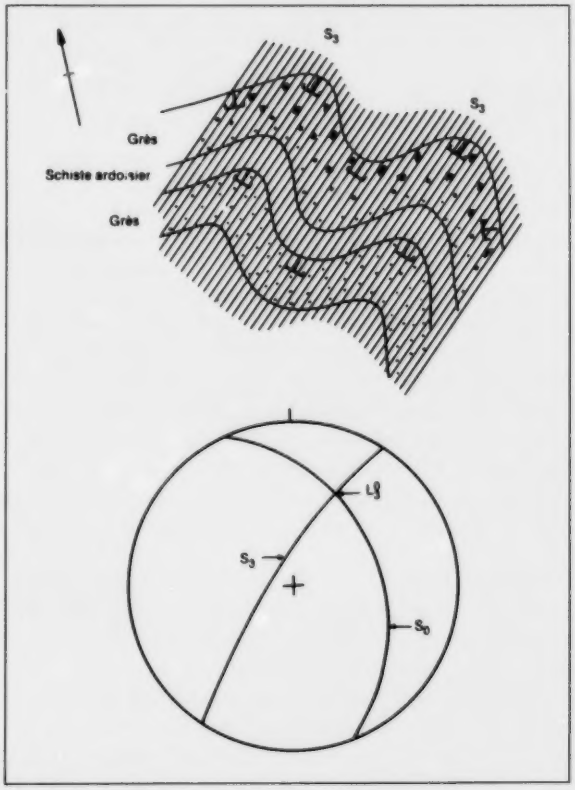



FIGURE 6 — Relation entre $S_0$ et $S_3$ sur la charnière d'un pli $P_3$ du domaine du Grand Morne; $L_3^0$ est l'intersection de $S_0$-$S_3$; ⊢ = direction de la polarité sédimentaire.

*La schistosité tardive $S_3$ du domaine du Grand Morne correspond peut-être à la schistosité ancienne $S_2$ des domaines structuraux des Schistes de Bennett.

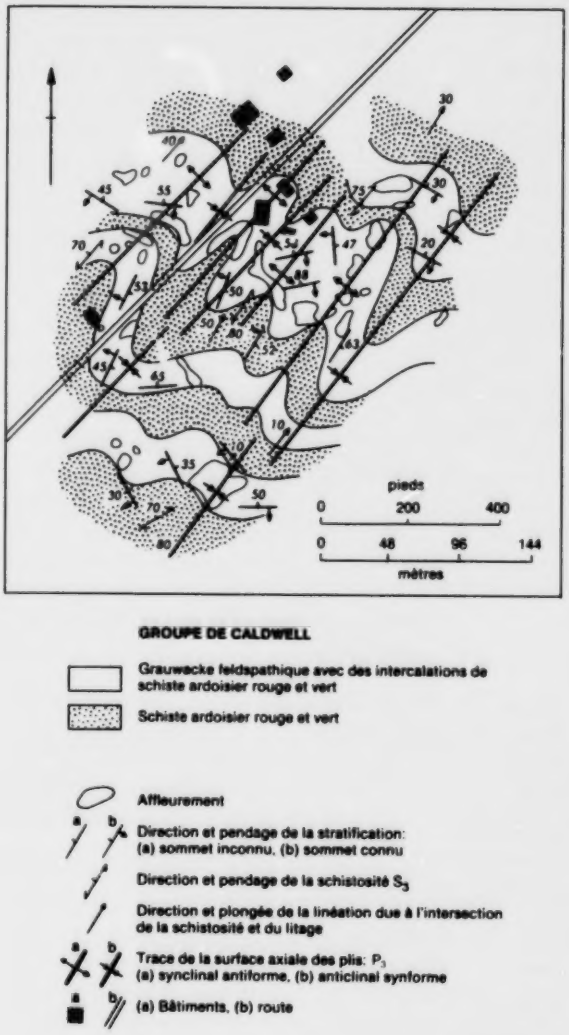



FIGURE 7 — Plis $P_3$ de la phase de déformation tardive $D_3$. Domaine du Grand Morne situés au SE du lac du Huit (tiré du livret guide A-C-56).

Le canevas de Lambert de la figure 8 nous montre que la surface axiale $S_1$ de ces plis couchés $P_1$, a une direction générale ENE-WSW ainsi qu'un pendage moyen de 60° vers le nord. Ayant été déformée par les plis $P_2$ et $P_3$, la surface axiale de ces plis couchés anciens a un pendage abrupt. Ils plongent à un angle de 35° en direction ENE. Ces plis couchés anciens sont en évidence au sud-est du lac du Huit. Nous croyons que ces plis mésoscopiques constituent les plis parasitiques du flanc inverse du pli macroscopique $P_1$ de la phase $D_1$.

On observe sur plusieurs affleurements où il y a un angle prononcé entre les directions de la stratification $S_0$ et de la schistosité pénétrante $S_3$, que le pendage de la stratification peut varier de vertical à horizontal sans qu'il y ait de changement notable dans sa direction. Un tel exemple se présente au sud-est du lac du Huit (figure 7). En effet, à cet endroit, le clivage $S_3$ a une direction NE-SW et un pendage abrupt vers le SE tandis que la stratification est de direction générale NW-SE et les pendages sont vers le NE; ceux-ci varient cependant du SW au NE de l'affleurement, de vertical à sub-horizontal. Il est intéressant de noter que les granoclassements dans les grès et les stratifications entrecroisées dans les siltstones indiquent que les lits sont renversés. Il semble donc que sur cet affleurement la schistosité pénétrante $S_3$ est superposée au flanc SW d'un anticlinal synforme. Ce dernier, que nous associons à la phase de déformation $D_2$, a une surface axiale subverticale avec une direction approximative NW-SE. Il n'y a pas de clivage axial à ce pli $P_2$.

*Éléments linéaires*

Les linéations pénétrantes ($L_3^n$) résultant de l'intersection de $S_0$-$S_3$ sont contenues dans le plan de la schistosité $S_3$, de direction NE-SW, et plongent soit vers le NE, soit vers le SW, à des angles variables (canevas équiaire no 7 de la carte 2035 F).

Par exemple, sur l'affleurement décrit précédemment (figure 7), sur une distance de 10 m environ, cette linéation $L_3$ plonge à la verticale dans la partie SW de l'affleurement pour devenir sub-horizontale dans la partie NE. Ce changement de plongement s'effectue en passant par toutes les valeurs intermédiaires. De façon générale, cette linéation $L_3$ plonge à des angles variables vers le NE, à l'est des lacs du Huit et à la Truite, et vers le SW, au sud de la montagne du Grand Morne (voir carte 2035 F et canevas nos 8, 10 et 11).

Les éléments linéaires résultant de l'intersection de $S_0$-$S_1$ sont observés au sud-est du lac du Huit, seulement là où ils plongent vers l'ENE à des angles variables (figure 8). Ces variations dans l'angle de plongée sont, en majeure partie, attribuables aux plis $P_2$.

Les linéations résultant de l'intersection des surfaces $S_1$-$S_3$ plongent à des angles variables généralement vers le NE (figure 8). Elles sont évidemment comprises dans le plan $S_3$. Ces linéations sont aussi observées au sud-est du lac du Huit.

***Analyse macroscopique***

Les études statistiques des éléments structuraux pénétrants du domaine du Grand Morne mettent en évidence les trois phases de déformation $D_1$, $D_2$ et $D_3$. La dernière phase de déformation $D_3$ est représentée par les plis $P_3$ qui sont définis par leur clivage axial $S_3$ et la linéation d'intersection $S_0$-$S_3$. Cette linéation est représentée par le symbole $L_3$. La géométrie de ces plis $P_3$ est précisée par l'analyse statistique des structures pénétrantes $S_0$, $S_3$ et $L_3$ (diagrammes 5 à 11 de la carte 2035 F). Les variations dans la plongée de la linéation $L_3$ nous ont permis de déce-

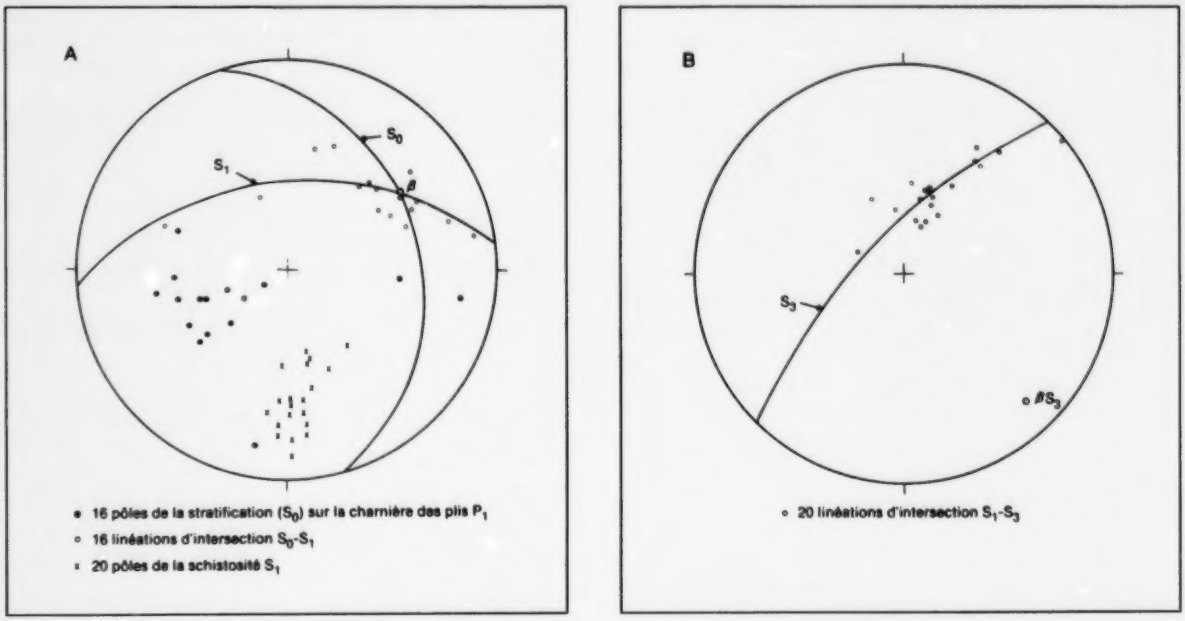



FIGURE 8 — Cyclogrammes illustrant l'allure des plis $P_1$ et la relation entre $S_1$ et $S_3$ dans le domaine du Grand Morne. Sud-est du lac du Huit.

ler la seconde phase de déformation $D_2$. Le profil tectonique CC' de la carte 2035 F illustre bien l'allure du pli $P_2$ qui s'étend du lac à la Truite à un point situé à 1,6 km au sud du Grand Morne. À l'échelle macroscopique, la première phase de déformation $D_1$ est surtout mise en évidence par le fait que les phases de déformation $D_2$ et $D_3$ se sont superposées sur des strates à polarité inverse.

***Analyse statistique des structures pénétrantes***

Dans le domaine du Grand Morne, l'analyse statistique nous permet de constater que la stratification $S_0$ est surtout affectée par les phases de déformation $D_3$ et $D_2$ (diagramme 5 de la carte 2035 F). En effet, la distribution des pôles de $S_0$ constitue une bande orientée NW-SE avec une concentration vers le SE. Cette distribution est le résultat de la phase tardive $D_3$ de direction NE-SW. La concentration dans le quadrant SE provient du fait que les plis $P_3$ sont isoclinaux et légèrement déversés vers le SE. D'autre part, on constate une certaine dispersion NE-SW de la bande NW-SE. Nous croyons que cet épaississement de la bande est le reflet de l'anticlinal synforme de la phase $D_2$.

La schistosité $S_3$, parallèle au plan axial des plis $P_3$, suit une direction NE-SW avec un pendage abrupt vers le NW (diagramme 6 de la carte 2035 F). La géométrie des plis $P_3$ est précisée par les diagrammes 8, 10 et 11 qui regroupent les éléments structuraux $S_0$, $S_3$ et $L_3$. Le symbole $\beta$ y représente l'axe calculé des plis $P_3$. Grâce à l'analyse statistique, on constate que ces plis $P_3$, de direction NE-SW, plongent vers le NE, à l'est des lacs du Huit et à la Truite (diagrammes 8 et 10 de la carte 2035 F) et vers le SW, au sud de la montagne du Grand Morne (diagramme 11 de la carte 2035 F).

C'est l'étude statistique de la linéation $L_3^0$ qui nous a permis de déceler la phase de déformation $D_2$ en mettant en évidence la variation de la plongée de cette linéation d'intersection. En effet, les pôles de $L_3^0$ se répartissent sur gramme concerne l'étendue comprise entre le lac à la Truite et 11 de la carte 2035 F). Ils sont évidemment compris dans le plan de la schistosité $S_3$. À la suite de cette constatation nous avons reporté sur un canevas de Lambert toutes les mesures de la stratification dont la direction était perpendiculaire à $S_3$ (diagramme 9 de la carte 2035 F). Ce diagramme couvre l'étendue comprise entre le lac à la Truite et la montagne du Grand Morne. On constate ainsi que la phase de déformation $D_2$ est représentée à cet endroit par un pli droit grossièrement orienté NW-SE. En effet, les variations dans le pendage des strates perpendiculaires à $S_3$ montrent bien qu'elles sont affectées par un ou plusieurs plis droits. D'autre part, l'étalement des pôles selon un grand cercle NW-SE nous permet de déceler la présence de la phase tardive $D_3$.

***Carte géologique***

Nous avons produit une carte lithologique et structurale du Groupe de Caldwell et des roches environnantes (carte 2035 F). Cette carte est une compilation et une interprétation des cartes géologiques de Cooke (1937), Riordon (1954), et St-Julien (cartes 2035 A, C). Nous avons ajouté des profils tectoniques et des études statistiques sur canevas de Lambert, des éléments structuraux pénétrants (carte 2035 F).

Les cartes 2035 A, B, C nous permettent de voir les relations entre d'une part le Groupe de Caldwell et d'autre part

le Groupe de Rosaire, la Formation de Saint-Daniel et le complexe ophiolitique de Thetford-Mines. Ainsi, on constate que le Caldwell du domaine du Grand Morne (C1) est limité au nord-ouest par le Groupe de Rosaire (R1) et le mélange de Saint-Daniel (D2) et, au sud-est, par le «mélange» de Saint-Daniel (D2). Ces contacts sont soulignés par des failles de chevauchement. La distribution en surface du Groupe de Caldwell du domaine du Grand Morne, de direction NE-SW, n'est pas affectée par la phase de déformation $D_2$, de direction NW-SE, puisque cette dernière se superpose sur la charnière du pli macroscopique couché $P_1$. En effet, les couches étant verticales sur la charnière d'un pli couché, un mouvement vertical ne peut pas produire de plis dans la stratification (Ramsay, 1967, p. 471). Ajoutons que les plis tardifs $P_3$ ont contribué à l'allure rectiligne du Caldwell du domaine du Grand Morne. L'étude des cartes 2035 C et 2035 F nous montre que les grès feldspathiques du domaine du Grand Morne ont été laminés et soulevés dans la région du lac du Huit. Nous croyons que le dôme de Bécancour est responsable de ces phénomènes.

***Profils structuraux***

Deux profils structuraux ont été dessinés pour illustrer le style structural du domaine du Grand Morne. Le premier profil BB' est tracé perpendiculairement à la schistosité pénétrante $S_3$ (carte 2035 F). Il permet de voir les relations structurales du Groupe de Caldwell avec le Groupe de Rosaire et la Formation de Saint-Daniel. Il nous montre que le domaine du Grand Morne constitue la charnière de la macrostructure $P_1$. Le second profil tectonique CC', orienté NE-SW et dessiné dans le plan de la schistosité tardive $S_3$, s'est avéré nécessaire pour mettre en évidence la phase de déformation $D_2$ (carte 2035 F). Cette phase est représentée par un synforme ouvert orienté grossièrement NW-SE et dont la surface axiale est subverticale. Ce synforme, d'environ 11 km de longueur, atteint près de 3 000 m de profondeur.

***Relations entre les mésostructures et les macrostructures du domaine du Grand Morne***

*Déformation $D_3$*

L'étude à l'échelle mésoscopique de la schistosité pénétrante $S_3$ et de la linéation d'intersection $L_3^0$, caractérisant les plis mineurs $P_3$, nous permet de comprendre la géométrie de la phase tardive de déformation $D_3$. En effet, les diagrammes 8, 10 et 11 de la carte 2035 F, représentant des études statistiques locales des éléments structuraux $S_0$, $S_3$ et $L_3$, montrent que l'orientation statistique des plans de la schistosité $S_3$ pour une région donnée correspond à l'orientation moyenne des surfaces axiales des plis macroscopiques $P_3$. D'autre part, ces mêmes diagrammes établissent que l'orientation statistique locale de la linéation d'intersection $L_3^0$ correspond à l'orientation moyenne de l'axe $\beta_3$ des plis macroscopiques $P_3$. Les plis $P_3$ de dimension mésoscopique sont donc l'image des plis $P_3$ de dimension macroscopique et ce pour tout le domaine du Grand Morne. Ces plis macroscopiques $P_3$, de direction NE-SW, plongent tantôt vers le NE, tantôt vers le SW. Ce sont des anticlinaux synformes et des synclinaux antiformes dont l'amplitude varie de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres.

*Déformation $D_2$*

La phase de déformation $D_2$, mise en évidence par la variation de plongement de la linéation d'intersection $L_3^0$, apparent au sud-est du lac du Huit. À l'échelle macroscopique, la phase $D_2$ est représentée dans le domaine du Grand Morne par un synforme ouvert de direction NW-SE. Ce pli, sans clivage axial, a une surface axiale subverticale et une charnière à plongée variable.

*Déformation $D_1$*

La présence de plis mineurs $P_1$, combinée au fait que les lits de grès feldspathique du domaine du Grand Morne sont inversés, nous a permis de déceler la première phase de déformation $D_1$. Les plis couchés mésoscopiques, de direction ENE-WSW, ont une amplitude de quelques mètres seulement. Le grès feldspathique du domaine du Grand Morne constitue la charnière du pli macroscopique $P_1$. Ce dernier est surtout souligné par le contact subvertical et rectiligne entre le Groupe de Caldwell et la Formation de Saint-Daniel ainsi que par la polarité inverse des strates du domaine du Grand Morne. Cette macrostructure $P_1$ est un pli couché de direction NE-SW. Précisons que l'érosion n'a laissé intact que la charnière et le flanc inverse dans lesquels quelques plis parasitiques apparaissent.

Il est difficile d'évaluer la puissance réelle du Groupe de Caldwell à cause des failles de chevauchement qui affectent la base et le sommet de cette unité stratigraphique.

L'épaisseur des couches homoclinales de la partie inférieure du Groupe (unité stratigraphique «A») est estimée à 5 910 m (figure 5). Nous évaluons à 750 m la puissance des roches sédimentaires de l'unité stratigraphique «B», endessous du plan de faille.

Tout n'est que simple conjecture, mais nous estimons l'épaisseur globale des roches de la formation de Caldwell de la région à l'étude à 6 660 mètres (figure 5).

## CORRÉLATION

La section type du Caldwell décrite par Mackay (1921) se trouve près de la rivière Colway, à environ 3 km au nord de la limite septentrionale de la région de Saint-Victor. Le Caldwell a été prolongé au-delà de la section type; vers le nord-est, par Tolman (1936), Béland (1957, 1962), Gorman (1954) et, vers le sud-ouest, par Cooke (1937), Riordon (1954) et Benoit (1958). Ce prolongement du Groupe de Caldwell est justifié puisque, de l'intérieur de ces régions, on peut suivre les mêmes roches jusqu'à la section type.

Toutefois, plusieurs de ces auteurs tels que Tolman, Gorman, Cooke et Riordon trouvent utile d'inclure les Schistes de Bennett dans le Caldwell. De même, Cooke (1950) se basant essentiellement sur des caractères lithologiques a prolongé le Caldwell de Mackay jusqu'à la frontière du Vermont. Cependant, il a attribué au Caldwell toutes les roches en-dessous des schistes ardoisiers de la formation de Beauceville à l'exception de la majeure partie des roches volcaniques qu'il a assignée au Groupe de Bolton, incluant ainsi les schistes de Sutton dans le Groupe de Caldwell.

Vu que les roches sédimentaires et volcaniques de la Formation de Mansonville et d'une partie de la Formation de Brompton de la région d'Orford-Sherbrooke (St-Julien, 1963) occupent la même position stratigraphique et sont lithologiquement semblables aux roches du Groupe de Caldwell, nous les considérons comme des unités stratigraphiques corrélatives. Ainsi, nous croyons que le Caldwell tel que défini par Mackay (1921) est plus ou moins équivalent: a) au Groupe de Mansonville de Clark (1930-31); b) aux assemblages de roches désignées sous le terme «Mansonville slate and quartzites» par Clark (1934); c) aux «quartzite some slate» de Ambrose (1942); d) à la Formation de Mansonville et à une partie des «Brompton rocks» de Fortier (1946); e) à une partie du Groupe de Caldwell de Cooke (1950); f) à la formation de Miller Pond de de Römer (1960).

Dans l'État du Vermont, la Formation de Stowe a été retracée par Osberg (1952), Cady (1956) et Albee (1957), de la région de Rochester et East-Middlebury au Vermont, jusqu'à la frontière internationale. La Formation de Stowe serait lithologiquement semblable et stratigraphiquement équivalente à la série de Mansonville de Clark (1934).

La lithologie du Groupe d'Armagh ressemble à celle du Groupe de Caldwell. Béland (1957, 1962) dans ses rapports sur la géologie des régions de Saint-Magloire et de Rosaire-Saint-Pamphile et de la région de Sainte-Perpétue ainsi que Benoit (1958) dans les régions de Saint-Sylvestre et de la moitié ouest de Saint-Joseph considèrent le Caldwell et l'Armagh comme des phases contemporaines d'une grande unité sédimentaire.

St-Julien et Hubert (1975) considèrent comme des unités lithologiques corrélatives le Groupe de Caldwell, les Groupes d'Armagh, de Charny et de Granby, la Formation de Mansonville et les groupes de Schickshock et de Maquereau.

## ÂGE

La majorité des observateurs depuis Dresser ont attribué à ces roches un âge cambrien moyen et supérieur ou cambrien moyen ou supérieur. Cependant, depuis quelques années, les géologues du Vermont ont tendance à classifier ces roches dans l'Ordovicien inférieur.

D'après sa position stratigraphique, nous considérons, pour le moment, que le Groupe de Caldwell appartient au Cambrien.

# Groupe de Rosaire (R1 à R5)

## NOMENCLATURE

L'expression «Groupe de Rosaire» a été introduite par J. Béland (1957) pour désigner des quartzites blancs, gris, noirs et chamois interstratifiés avec des schistes ardoisiers noirs, gris et verts et des microgrès gris ou blancs qui affleurent au nord-ouest de l'axe de Sutton et qui sont particulièrement bien exposés près du petit village de Notre-Dame-du-Rosaire.

Les roches du Groupe de Rosaire ont été retracées par F.W. Benoit (1958) de la section type définie par Béland (1957), vers le sud-ouest jusque dans les régions de Saint-Sylvestre et de la moitié ouest de Saint-Joseph et de là, vers le nord-est, jusqu'à la rivière Etchemin. Celui-ci a donc suivi les roches du Groupe de Rosaire d'un flanc à l'autre de l'anticlinorium de Sutton.

## NATURE ET DISTRIBUTION

Les roches de ce groupe forment, en surface, des anticlinaux synformes et des synclinaux antiformes (voir cartes 2035 A et B). Ces observations structurales sont faites surtout dans les fenêtres de grès feldspathique du Groupe de Caldwell (C1) rencontrées au sein des assises du Groupe de Rosaire et occasionnellement dans l'assemblage de phyllade gris et vert avec des interlits de siltstone, d'orthoquartzite et de grès feldspathiques du Groupe de Rosaire (R2). Dans le Groupe de Rosaire, les observations sont rares vu l'absence de structures sédimentaires adéquates pour la détermination de la polarité des strates.

Le Groupe de Rosaire tel que nous le définissons comprend: un assemblage de phyllade gris et vert avec des interlits de siltstone (R1) ou avec des interlits d'orthoquartzite et de grès feldspathiques (R2); des grès feldspathiques (R3); des roches volcaniques basiques et des schistes à chlorite et albite (R4); un assemblage de schiste ardoisier rouge et vert avec quelques interlits de grès feldspathiques (R5).

## LITHOLOGIE

### Phyllade gris et vert avec des interlits de siltstone (R1)

Le membre de phyllade gris et vert avec des interlits de siltstone constitue plus de 50% du Groupe de Rosaire. Les phyllades sont gris foncé; cependant, on observe ici et là des phyllades gris pâle et verts. Très souvent, des affleurements montrent une alternance de lits de siltstone de moins de 3 cm d'épaisseur et de lits de phyllade de 1 à 15 cm d'épaisseur.

À différents niveaux dans cet assemblage de roches, on remarque des couches de brèche. Les fragments de ces rudites ont généralement de 0,5 à 10 cm de diamètre. Ils sont mal triés, anguleux, et empilés dans une pâte constituée de phyllade. Nous croyons la majorité de ces roches d'origine tectonique; cependant, certains lits de brèche ont probablement une origine intraformationnelle.

**Phyllade gris et vert avec des interlits de siltstone, d'orthoquartzite et de grès feldspathiques (R2)**

Nous avons mentionné et décrit, ci-haut, l'assemblage de phyllade gris et vert avec des interlits de siltstone. Nous nous en tiendrons donc à la description des interlits d'orthoquartzite et de grès feldspathique.

Les orthoquartzites caractérisent le Groupe de Rosaire. Dans la région, ils affleurent en bancs de 1 à 3 m d'épaisseur et quelques bancs rapprochés forment des bandes qui ont jusqu'à 150 m d'épaisseur. Les orthoquartzites sont durs et généralement à grain fin et moyen. En cassure fraîche, cette roche est gris foncé ou verdâtre tandis que les surfaces soumises aux agents atmosphériques sont blanches. Les veines de quartz sont très communes. Le quartz constitue de 75 à 98% des orthoquartzites et il se présente en plages aux contours irréguliers, partiellement suturées et à extinction ondulée. Parmi les plages de quartz, il y a de rares plagioclases maclés, de petits grains détritiques de zircon et de tourmaline et des cristaux idiomorphes d'apatite. Le diamètre moyen des grains de quartz est de 0,4 mm mais certains mesurent jusqu'à 2 mm. La matrice est formée surtout de quartz finement grenu et d'un peu de phyllosilicates. La couleur foncée des orthoquarzites semble provenir de la présence, dans la pâte, d'une petite quantité de graphite (jusqu'à 2%).

Les affleurements représentatifs de grès feldspathique laissent voir des lits de grès de quelques centimètres à un mètre d'épaisseur alternant avec des lits de schiste ardoisier de 2 à 25 cm d'épaisseur. L'altération météorique a recouvert les affleurements d'une croûte brune de 1 à 5 mm d'épaisseur. Le grès feldspathique est une roche gris foncé, à grain fin et moyen, contenant des flocons de schiste argileux de 1 à 15 mm de longueur. Sa composition semble s'approcher de celle des grauwackes feldspathiques; il contient de 15 à 25% de quartz, de 5 à 20% de feldspath (albite?) et plus de 5% de fragments de roches. Le diamètre des grains dans la plupart des grès est d'environ 0,2 mm; les grains sont subarrondis ou subanguleux et leur classement est faible. La pâte est habituellement un schiste argileux silteux légèrement calcareux (environ 1%) et partiellement transformé en chlorite et micas. La pâte argileuse ainsi que la présence de flocons de schiste ardoisier de quelques mm à plus de 2 cm de diamètre leur donnent des affinités de flysch.

**Grès feldspathique (R3)**

Au sein du Groupe de Rosaire affleurent quelques bandes étroites et discontinues de grès feldspathique. Les roches ainsi dénommées se présentent en lits généralement de 30 cm à 2 m d'épaisseur avec, localement, des interlits minces de schiste ardoisier vert. Plusieurs lits de grès sont granoclassés.

Étant donné que le Groupe de Caldwell est presque essentiellement constitué de roches identiques, pour leur description, nous vous y référons. Il convient, cependant, de noter ici que ces grès du Groupe de Rosaire sont généralement plus déformés et plus schisteux que les grès feldspathiques du groupe de Caldwell.

**Roche volcanique basique et schiste à chlorite et albite (R4)**

Quelques bandes étroites de schiste à chlorite et albite et de roche volcanique basique sont intercalées dans les roches du Groupe de Rosaire, au sud et au nord de Robertsonville, au nord et à l'est de Broughton-Station ainsi qu'au voisinage de la gare d'East-Broughton.

Nous n'avons pas fait d'étude spéciale sur les schistes à chlorite et albite ni sur les roches volcaniques basiques du Groupe de Rosaire. Les schistes à chlorite sont des roches vertes schisteuses constituées surtout d'albite, d'une amphibole fibreuse, de l'épidote et de la chlorite. Ces roches dérivent sans doute d'anciennes roches volcaniques. On a rencontré, au sud de Robertsonville, une bande de roche volcanique basique accompagnée d'intercalations gréseuses (grès feldspathique). Ces roches volcaniques sont vert foncé et finement grenues. Certaines coulées contiennent des coussinets de 30 cm à un mètre de longueur.

**Schiste ardoisier rouge et vert avec quelques interlits de grès feldspathique (R5)**

Cet assemblage de roche est formé surtout de schiste ardoisier rouge avec quelques interlits de schiste ardoisier vert et de grès feldspathique vert ou rouge. Toutefois, en bordure nord-ouest du Groupe de Rosaire, près du dyke de Pennington (T2), une bonne quantité de schiste ardoisier et de phyllade vert se mêlent à l'assemblage de schiste ardoisier rouge. À cet endroit, les roches sont tellement contorsionnées et altérées qu'il est difficile de les assigner à telle ou telle unité stratigraphique. On comprendra donc que leur assignation au Groupe de Rosaire est arbitraire et sujette à interprétation personnelle. Près du dyke de Pennington, les schistes ardoisiers ont évolué en phyllade et en schiste à séricite sous l'influence du métamorphisme. Il convient encore de noter la présence dans les phyllades et les schistes à séricite, de quelques lits de schiste quartzifère à séricite et chlorite.

Tous les schistes ardoisiers montrent un clivage bien défini, lequel est souvent très contorsionné. Ils se présentent généralement en lits de 1 à 50 cm d'épaisseur. Ils se composent de quartz très finement grenu et d'un matériel argileux presque complètement évolué en phyllosilicates. Les schistes ardoisiers rouges doivent leur coloration à des grains disséminés d'hématite.

L'épaisseur des interlits de grès feldspathique vert et rouge varie de 30 cm à un mètre. Ces roches sont identiques au grès feldspathique observé dans le Groupe de Caldwell. Donc, pour leur description, nous vous y référons.

## ANALYSE STRUCTURALE

L'analyse structurale du Groupe de Rosaire de la région étudiée a fait l'objet d'une thèse de M. Sc. dirigée par P. St-Julien. Le chercheur, Alain Rouleau, a présenté sa thèse à l'Université Laval en 1975. Le travail qui suit a donc été tiré intégralement de la thèse de A. Rouleau (1975), dont les données interprétées sont présentées sur la carte 2035 E.

### Échelle mésoscopique

Les éléments mésoscopiques étudiés sont les éléments planaires, les éléments linéaires et les plis mineurs.

#### *Éléments planaires*

*Stratification ($S_0$)*

Dans la région étudiée, la stratification peut être reconnue à l'échelle de l'affleurement par deux critères principaux:

1. Un contact lithologique discordant avec la foliation métamorphique la mieux développée ($S_2$) représente habituellement la stratification. Dans les assemblages grès feldspathique - schiste ardoisier (C2) ou orthoquartzite - schiste ardoisier (R2), ce contact prend parfois la forme de «plaquage» de schiste argileux sur les roches gréseuses, plus compétentes (figure 9B). Ces «plaquages», mesurant de quelques centimètres à quelques mètres, peuvent prendre des formes variées, reflétant parfois le patron d'interférence de deux ou trois systèmes de plis. La foliation $S_2$ étant généralement très pénétrante, elle a fréquemment transposé la stratification, si bien qu'un contact lithologique subparallèle à $S_2$ ne représente la stratification que s'il est suffisamment continu.
2. Sur les affleurements de roches compétentes (orthoquartzite ou grès quartzeux), une surface à ondulation douce, en continuité avec un contact lithologique, peut représenter la stratification.

Les granoclassements sont fréquents et bien conservés dans les grès feldspathiques.

*Foliation métamorphique $S_1$*

Nous désignons par $S_1$ toute foliation métamorphique pénétrante antérieure à la foliation dominante $S_2$*.

Généralement, seule une observation attentive peut nous permettre d'observer la foliation $S_1$. Sa direction moyenne est grossièrement N-S tandis que son pendage est très variable, aussi bien vers l'est que vers l'ouest. On ne la distingue que si elle fait un angle de plus de 30° avec la foliation $S_2$. Elle se présente sous forme de clivage ardoisier pénétrant dans les schistes argileux mais devenant plus espacé dans les grès. En quelques endroits, $S_1$ est la foliation la plus pénétrante: alignement de grains de quartz dans l'orthoquartzite et dans le grès quartzeux, alignement de feuillets de chlorite** et même, ségrégation métamorphique de quartz (affleurement C). Cet affleurement est localisé sur la carte 2035 E et détaillé sur les figures 14 et 15.

*Foliation métamorphique $S_2$*

Cette dernière foliation est la mieux développée dans à peu près toute la région. Elle est généralement subverticale et parallèle aux principaux accidents tectoniques de cette partie des Appalaches du Québec (NE-SW). Encore une fois, il est à noter que cette foliation $S_2$ dans le groupe de Rosaire correspond à la schistosité $S_3$ du groupe de Caldwell et à la schistosité ancienne $S_2$ dans les Schistes de Bennett.

Le plus souvent, cette foliation peut être décrite comme un clivage ardoisier. Dans les grès feldspathiques (C2), les phyllosilicates primaires et secondaires se sont orientés préférentiellement selon la foliation $S_2$. Cependant, la dimension de ces minéraux - visibles au microscope seulement - ne justifie généralement pas l'emploi du terme «schistosité», sauf dans la partie nord-ouest du terrain (domaine III, de la carte 2035 E) où la recristallisation est avancée. Dans les orthoquartzites et les grès quartzeux (R2), les grains de quartz se sont partiellement réorientés dans les plans de cette foliation. Quand la foliation $S_2$ fait un grand angle avec la stratification ($S_0$) ou la foliation $S_1$, elle prend souvent l'aspect d'un clivage de crénulation. Dans le cas contraire, $S_0$ et $S_1$ sont très souvent confondus avec $S_2$.

#### *Éléments linéaires*

Les principaux éléments linéaires du Groupe de Rosaire sont des intersections des différentes surfaces S décrites précédemment. Pour décrire ces structures nous utiliserons la nomenclature $L_i^j$, i se référant à la surface ancienne et j, à la surface tardive. Dans notre terrain, nous avons observé les linéations $L_2^0$, $L_1^0$ et $L_2^1$. Les linéations $L_2^0$ et $L_1^0$ se présentent comme des lignes droites, soit sur la stratification $S_0$, ou plus généralement sur les surfaces $S_2$ ou $S_1$. $L_2^1$, pour sa part, se présente le plus souvent sous forme de crénulation.

Une linéation supplémentaire apparaît dans la partie nord-ouest de notre terrain (domaine III, de la carte 2035 E). Il s'agit d'étirements de grains de quartz ayant un peu l'aspect de stries de glissement («slickensides»). Cette linéation est généralement, mais non de façon exclusive, comprise dans la foliation $S_2$, plongeant approximativement dans le sens du pendage de celle-ci («down dip»).

#### *Plis mineurs*

La plupart des plis mineurs observés dans le Groupe de Rosaire ont une surface axiale parallèle à la foliation $S_2$. Cependant, la phase de déformation responsable de la folia-

* La foliation dominante $S_2$ de Rouleau est l'équivalent de la schistosité $S_3$ de Blackburn et de la schistosité ancienne $S_2$ de St-Julien.

** La cristallisation de la chlorite peut aussi être considérée comme mimétique dans une ancienne structure planaire. Cette dernière peut aussi bien correspondre à la stratification qu'à une foliation métamorphique.

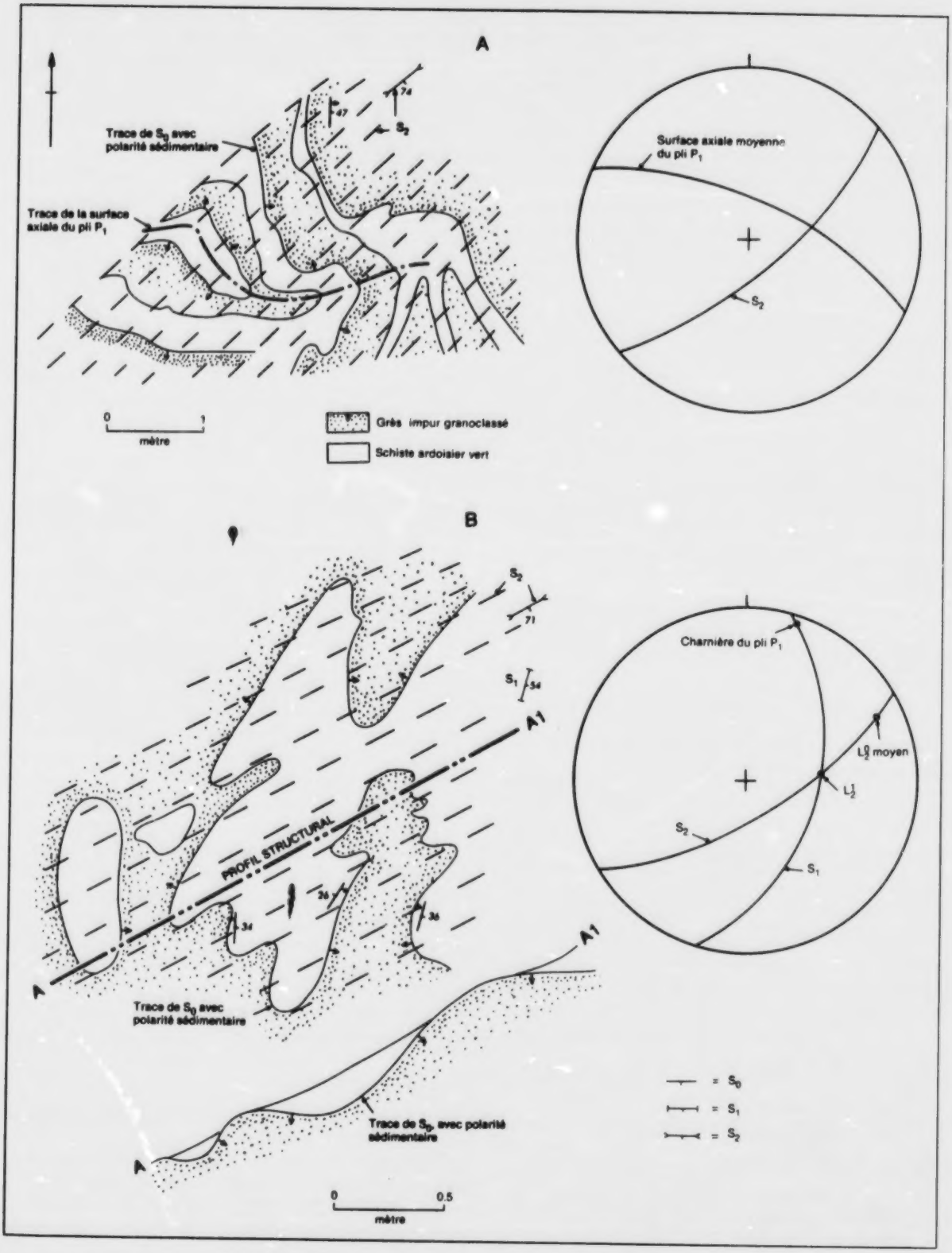



FIGURE 9 — Croquis de plis $P_1$, repliés par $S_2$: A- avec $S_0$ subvertical; B- exemple de «plaquage» de schiste ardoisier sur du grès feldspathique. Les cyclogrammes montrent les relations entre les différentes surfaces.

tion $S_2$ ayant été relativement intense, elle a formé des plis serrés avec la surface axiale de plis anciens. Ainsi les clivages $S_1$ et $S_2$ sont subparallèles sur les flancs des plis $P_2$. Aussi, il y a souvent eu transposition de $S_1$ et $S_2$. Nous désignerons donc par $P_2$, les plis qui sont de toute évidence associés à la foliation $S_2$, par $P_1$ les plis formés antérieurement à ceux-ci, et par $P_i$, les plis dont la relation structurale est indéterminée.

Les *plis mineurs $P_2$* sont généralement des plis semblables, droits dans la partie sud-est de notre terrain, devenant progressivement déversés vers le nord-ouest dans la partie nord-ouest. Leur longueur d'onde est fonction de la compétence de la roche, variant ainsi de moins d'un mètre à quelques mètres dans les grès impurs, mais pouvant atteindre 20 m dans les orthoquartzites.

Les *plis mineurs $P_1$* se présentent souvent comme des plis isoclinaux renversés ou fortement déversés mais dont la surface axiale n'est pas parallèle à la foliation $S_2$. L'axe des plis $P_1$ s'exprime par des «plaquages» de schiste argileux allongés obliquement à la foliation $S_2$, ou encore par des alignements sur la surface de stratification de bourrelets faisant un angle avec la charnière des plis $P_2$. Cette seconde expression des plis de phase ancienne est sans doute due à des plissotements ou à des ondulations mineures sur les flancs des plis $P_1$.

Sur le terrain, nous avons noté soit l'orientation de la surface axiale de ces plis, soit la direction et la plongée de leur axe, et plus rarement, les deux à la fois.

## Description des affleurements étudiés en détail

Une analyse mésoscopique détaillée a été effectuée sur quatre affleurements principaux que nous désignons par les lettres A, B, C et D. Ils sont localisés sur la carte 2035 E.

### *Affleurement «A»*

#### *Localisation et description générale*

L'affleurement A est situé tout près du village d'East-Broughton, immédiatement à l'est du château d'eau municipal (carte 2035 E). Il se trouve sur le flanc est d'une butte très arrondie constituée de grès feldspathique vert avec des interlits de schiste ardoisier vert. Cet affleurement est formé, croyons-nous, de strates du Groupe de Caldwell (C-2) au sein des assises du Groupe de Rosaire (R-2).

#### *Analyse mésoscopique des éléments structuraux*

Une carte des principaux éléments structuraux de l'affleurement «A» est représentée à la figure 10, tandis qu'à la figure 11 on peut voir les diagrammes d'orientation de ces mêmes éléments structuraux.

La stratification $S_0$ est très variable d'une partie à l'autre de l'affleurement; cependant, dans l'ensemble, on remarque une dominance des stratifications subhorizontales ou à pendage est (figure 11C). La polarité sédimentaire est évidente grâce aux granoclassements. On constate ainsi que les couches en position inverse sont très fréquentes. La présence d'un certain nombre de lectures de stratification subverticale, de direction N15°E, montre que certains plis ont leur charnière dans cette direction. Le clivage $S_2$ est bien développé, avec une direction moyenne de N58°E et un pendage de 77° vers le SE (figure 11A). Quant au clivage $S_1$, beaucoup moins visible que le clivage $S_2$, il a une direction variable mais à tendance NS. Son pendage est vers l'est (figure 11B). En fait, les pôles de $S_1$ semblent se répartir sur un grand cercle dont l'axe plonge approximativement à 49° dans une direction N54°E.

Les principales linéations d'intersection de surfaces ont été formées par $S_2$. Ce sont $L_2^0$ et $L_2^1$, les intersections de $S_2$ avec $S_0$ et $S_1$ respectivement. Comme $S_2$ affecte des surfaces à pendage généralement vers l'est (figure 11F), la majorité de ces linéations d'intersection vont plonger vers l'est. Il en est de même pour l'axe des plis $P_2$ (figure 11E).

Quant aux plis $P_1$ (figure 11D), l'orientation de leur charnière est variable avec une légère préférence pour la direction N20°E. Leur surface axiale, parallèle à $S_1$, a généralement un pendage vers l'ESE.

Les figures 9A et 12 montrent quelques-uns de ces plis $P_1$. Dans l'exemple de la figure 12, la présence d'un pli ancien $P_1$ peut être déduite à partir de l'inversion de la polarité sédimentaire dans les couches de grès feldspathique. Le pendage de la stratification étant le même de chaque côté de cette inversion, il s'agit d'un pli isoclinal. La convergence des polarités sédimentaires nous indique qu'il s'agit d'un synclinal. Une observation attentive permet cependant de constater que ce pli ferme vers le haut, formant ainsi un synclinal antiforme.

La trace de la surface axiale d'un certain nombre de ces plis anciens est représentée sur la figure 10. Pour les localiser, nous nous sommes basé sur le changement de polarité sédimentaire des strates. Quant à la direction de ces surfaces axiales, en plus d'être observée directement sur les sous-affleurements de la figure 12, elle peut être déduite de l'orientation moyenne de clivages $S_1$ (figure 11B). En outre, les diagrammes d'orientation de la stratification $S_0$ et des plis $P_1$ (figures 11C et D) indiquent que la charnière de ces plis était originellement subhorizontale et de direction approximative N15°E*.

#### *Linéarité du contact Caldwell-Rosaire*

Une autre observation importante faite à l'affleurement «A» est la linéarité du contact entre les orthoquartzites du Rosaire (R2) et la séquence grès feldspathique - schiste ardoisier vert (C2) qui constitue la majeure partie de l'affleurement (figure 10). Ce contact ne semble pas être affecté par les plis isoclinaux anciens.

* Direction pour laquelle la charnière des plis $P_1$ est encore horizontale.

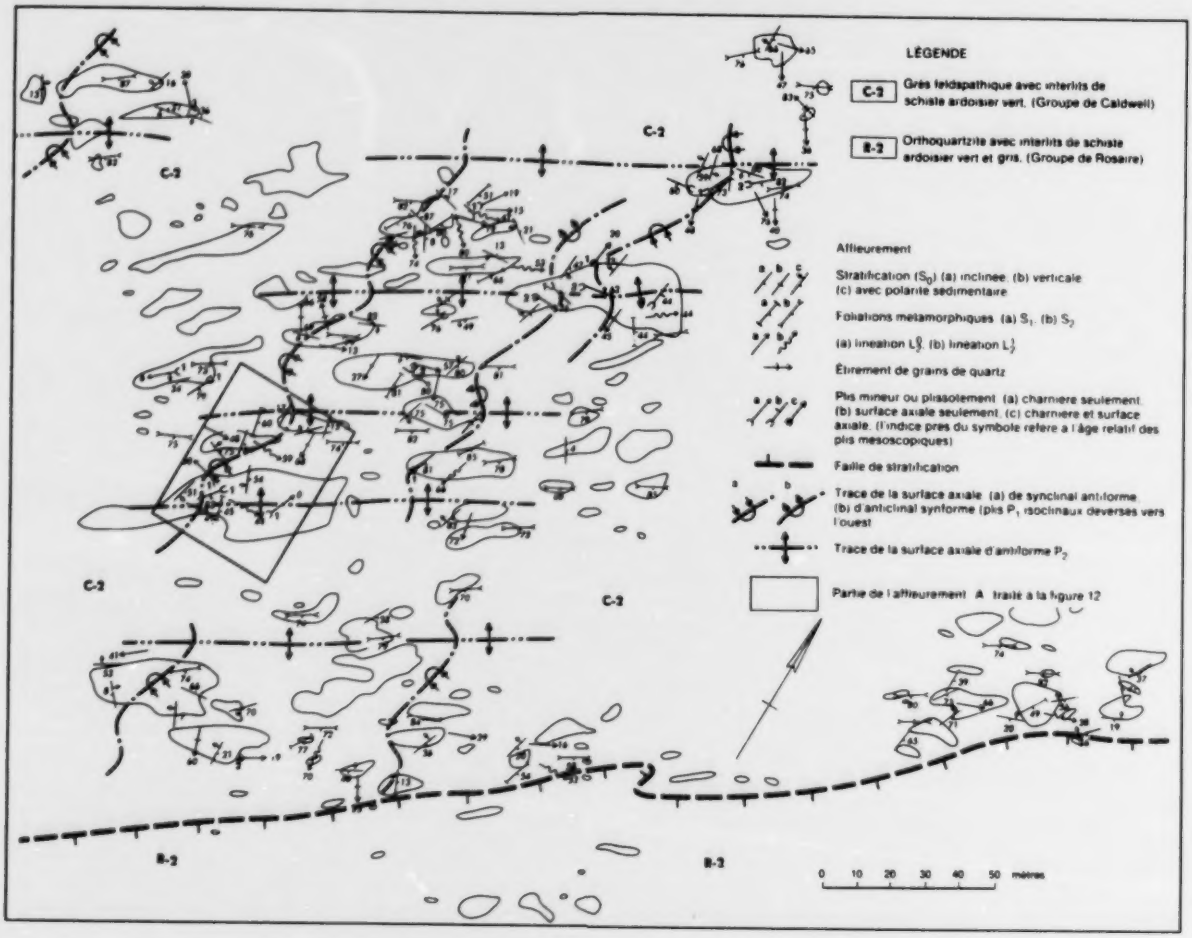



FIGURE 10 — Carte des éléments structuraux de l'affleurement « A ».

*Polarité inverse des couches*

Comme le montre l'attitude de la stratification en bordure du contact de faille, les grès feldspathiques du Caldwell s'enfoncent sous les orthoquartzites du Rosaire. De plus, toutes les observations de polarité sédimentaire dans les grès feldspathiques à proximité du même contact indiquent une position inverse. Ainsi, à cet endroit du moins, les roches du Groupe de Caldwell sont structuralement en-dessous du Rosaire.

*Interprétations possibles*

Les observations faites sur l'affleurement «A» peuvent s'interpréter de deux façons. La chronologie des événements pour chacune de ces interprétations serait:

1. Formation d'un grand pli couché de direction quelconque. Développement de plis isoclinaux de direction NNE-SSW et déversés vers l'ouest (les plis $P_1$*), replissant les flancs de ce grand pli couché. Finalement, il y a développement d'une foliation métamorphique subverticale ($S_2$), de direction NE-SW, reprenant l'ensemble. Cette foliation $S_2$ est reliée à un système de plis tardifs $P_2$.
2. Formation d'un grand pli couché de direction NNE-SSW (les plis isoclinaux $P_1$ seraient des plis parasitiques de cette grande structure). En deuxième lieu, développement de la foliation $S_2$ et des plis $P_2$.

Dans les deux cas, seul le flanc inverse du grand pli couché subsisterait, du moins sur l'affleurement «A». Comme nous le verrons dans les pages suivantes, les observations faites sur les autres affleurements confirment la deuxième interprétation. D'autre part, la linéarité du contact entre les orthoquartzites et les grès feldspathiques trahit sans doute la présence d'une faille entre les groupes de Rosaire et de Caldwell. Cette faille n'étant pas affectée par les plis $P_1$, elle leur est postérieure ou encore contemporaine.

*Les plis couchés de direction quelconque affectant le Groupe de Rosaire (Rouleau, 1975) correspondent aux plis couchés $P_1$ du Groupe de Caldwell (Blackburn, 1975).

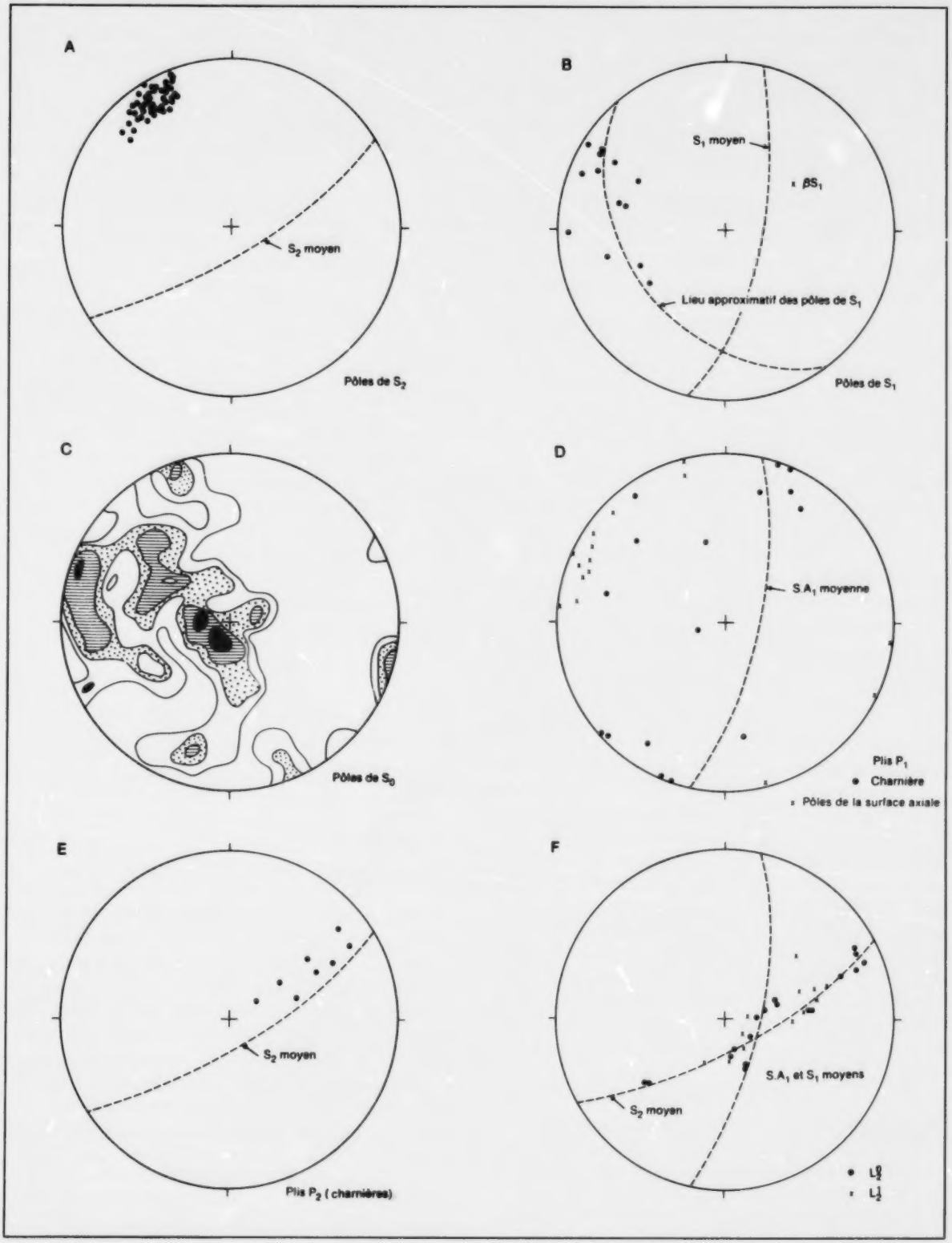



FIGURE 11 — Diagrammes d'orientation des éléments structuraux de l'affleurement « A »; A - pôles de la foliation $S_2$; B - pôles de la foliation $S_1$; C - 83 pôles de la stratification ($S_0$); contours à 8%, 6%, 4%, 2% et 1% par 1% de surface; D - plis $P_1$; E - charnières de pli $P_2$; F - linéations d'intersection $L_2^2$ et $L_2^1$.

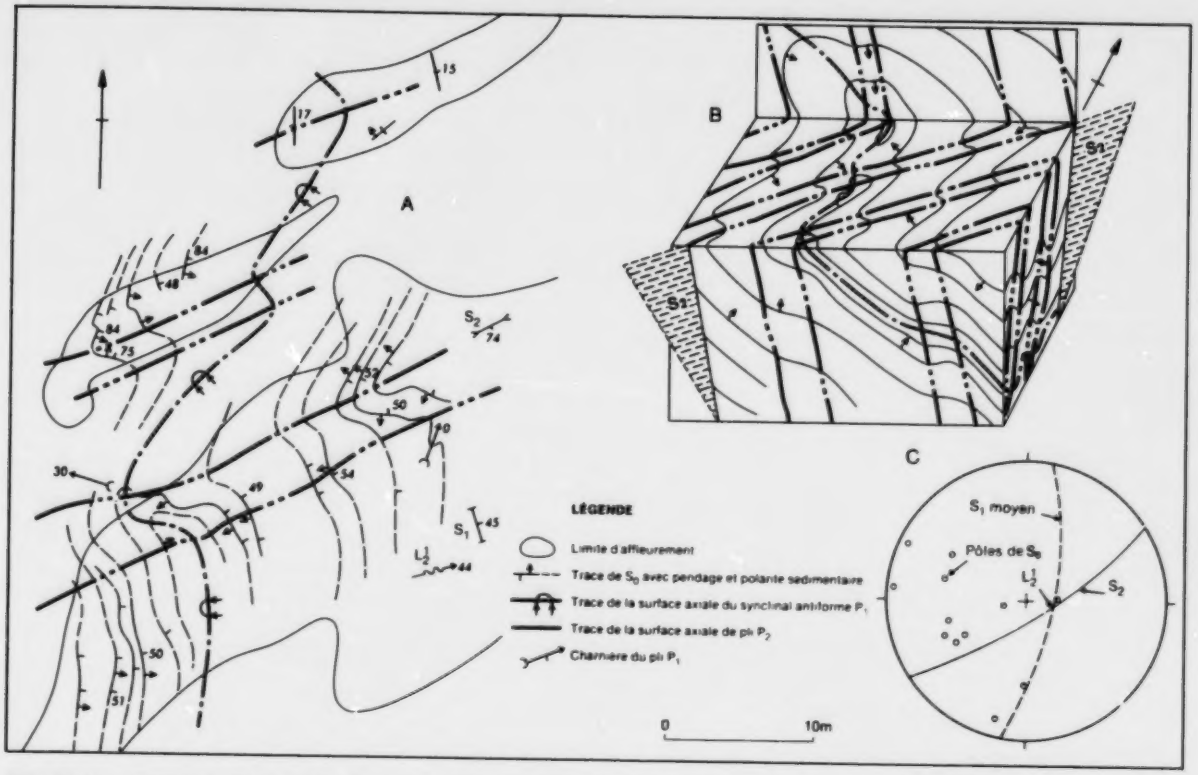



FIGURE 12 — Exemple de pli isoclinal $P_1$ à l'envers (synclinal antiforme dans des grès du Groupe de Caldwell): A - dessin d'une partie de l'affleurement «A» et de ses éléments structuraux; B - bloc-diagramme schématique; C - diagramme d'orientation des foliations métamorphiques $S_1$ et $S_2$, et des pôles de la stratification ($S_0$).

### *Affleurement «B»*

#### *Localisation et description générale*

L'affleurement «B« est situé à environ 1,5 km au sud-ouest du village d'East-Broughton (carte 2035 E).

La figure 13A présente les principaux éléments structuraux de cet affleurement. Au centre, on y trouve des grès feldspathiques et des schistes ardoisiers verts du Caldwell (C2), identiques à ceux de l'affleurement «A». Ici, cependant, cette unité est en contact des deux côtés avec des rythmites et des brèches du Groupe de Rosaire (R3) et non pas avec des orthoquartzites de ce groupe, comme dans l'affleurement précédent.

#### *Analyse mésoscopique des éléments structuraux*

Dans les rythmites, la stratification $S_0$ est bien marquée. Elle est subhorizontale dans l'ensemble, avec un léger pendage vers le SW. Elle est soulignée par la présence de la foliation métamorphique $S_1$ qui lui est parallèle (figure 13C).

Ces surfaces $S_1$ et $S_0$ sont reprises par le clivage $S_2$, de direction N55°E avec un pendage de 78°SE. Ce clivage $S_2$ est parallèle à l'axe de nombreux plissotements ou crénulations (figure 13B). La linéation qui en résulte a un faible plongement vers le SW et le NE (figures 13B et D).

La présence de brèche (fragments de siltstone dans une pâte de schiste ardoisier gris) en bordure immédiate des grès feldspathiques laisse supposer encore une fois une faille entre ces roches et celles du Groupe de Rosaire. Ici également, la polarité sédimentaire dans les grès feldspathiques semble être inverse.

### *Affleurement «C»*

#### *Localisation et description générale*

L'affleurement «C» est situé à 3 km à l'WSW du village d'East-Broughton (carte 2035 E). On y rencontre principalement des orthoquartzites (R-2) en lits d'un mètre ou deux d'épaisseur avec des interlits de schiste ardoisier vert et gris. Cet ensemble forme une bande allongée dans une direction NE-SW et est limité de chaque côté par des schistes ardoisiers rouges, verts et gris (R-4). Il y a aussi un peu de rythmites et de brèches sur le côté nord-ouest de l'affleurement étudié.

#### *Analyse mésoscopique des éléments structuraux*

Les principaux éléments structuraux de cet affleurement sont représentés à la figure 14A. La stratification $S_0$ est généralement bien visible dans les orthoquartzites. Elle a

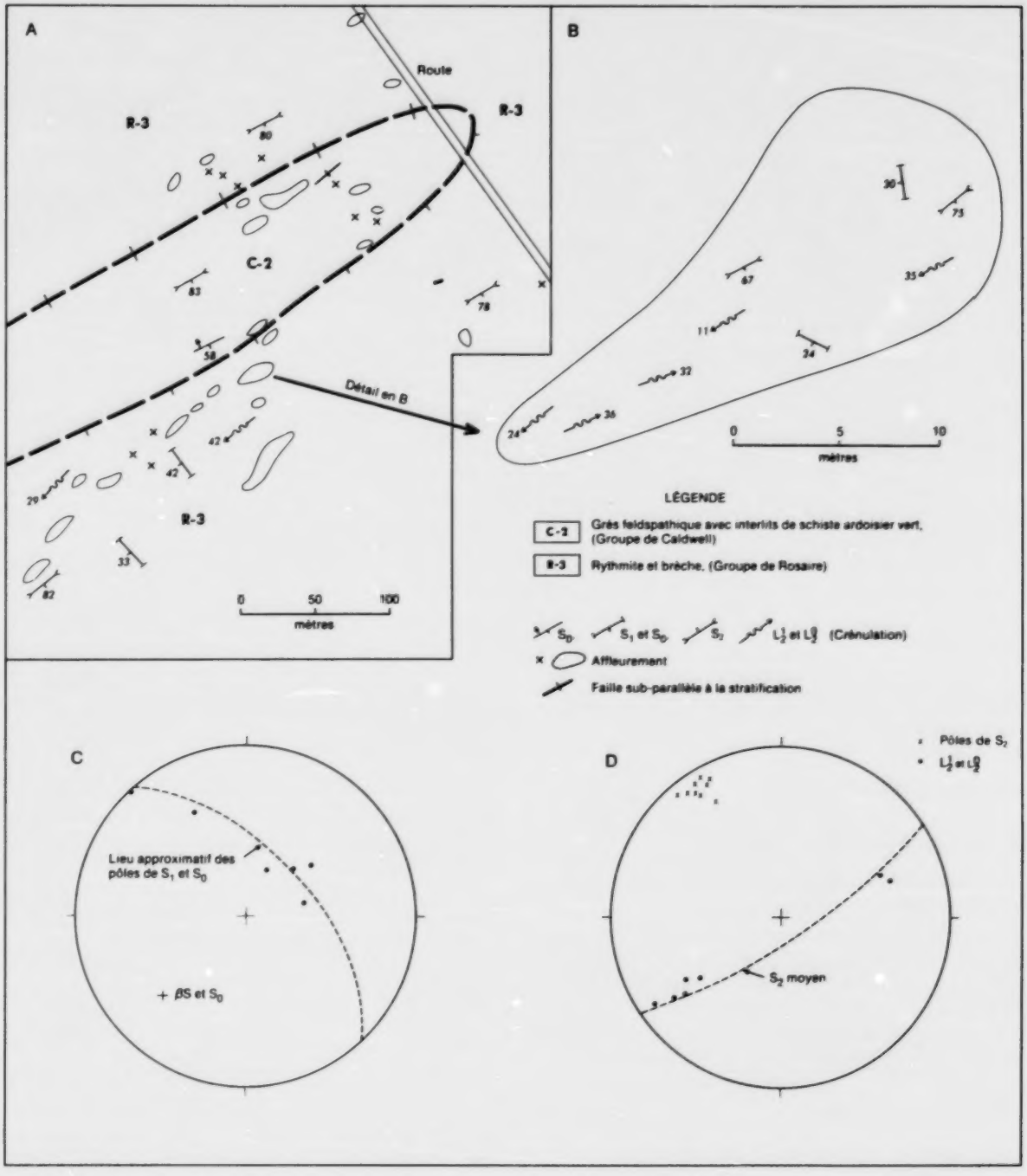



FIGURE 13 — Éléments structuraux de l'affleurement « B »; A - aperçu général de l'affleurement; B - détail d'une partie de l'affleurement; C - diagramme d'orientation des pôles de $S_1$ et $S_0$; D - diagramme d'orientation de $L_2^1$ et $L_2^0$ (charnière de plissotement et des pôles de $S_2$).

le plus souvent un pendage vers le sud et constitue des antiformes $P_2$ déversés vers le NW et plongeant à environ 30° vers le SW (figure 15). Le diagramme d'orientation des pôles de la stratification montre clairement que ceux-ci se répartissent sur un grand cercle dont l'axe plonge à 31° dans une direction S32°W (figure 16A).

En plusieurs endroits, la stratification $S_0$ est soulignée par la présence d'une foliation métamorphique ancienne $S_1$ qui lui est parallèle (figure 14A). Quand au clivage $S_2$, il a une direction moyenne N53°E et un pendage de 41° vers le SE (figure 16B). Il est responsable des antiformes mentionnés plus haut et de nombreux plis parasitiques $P_2$. L'orienta-

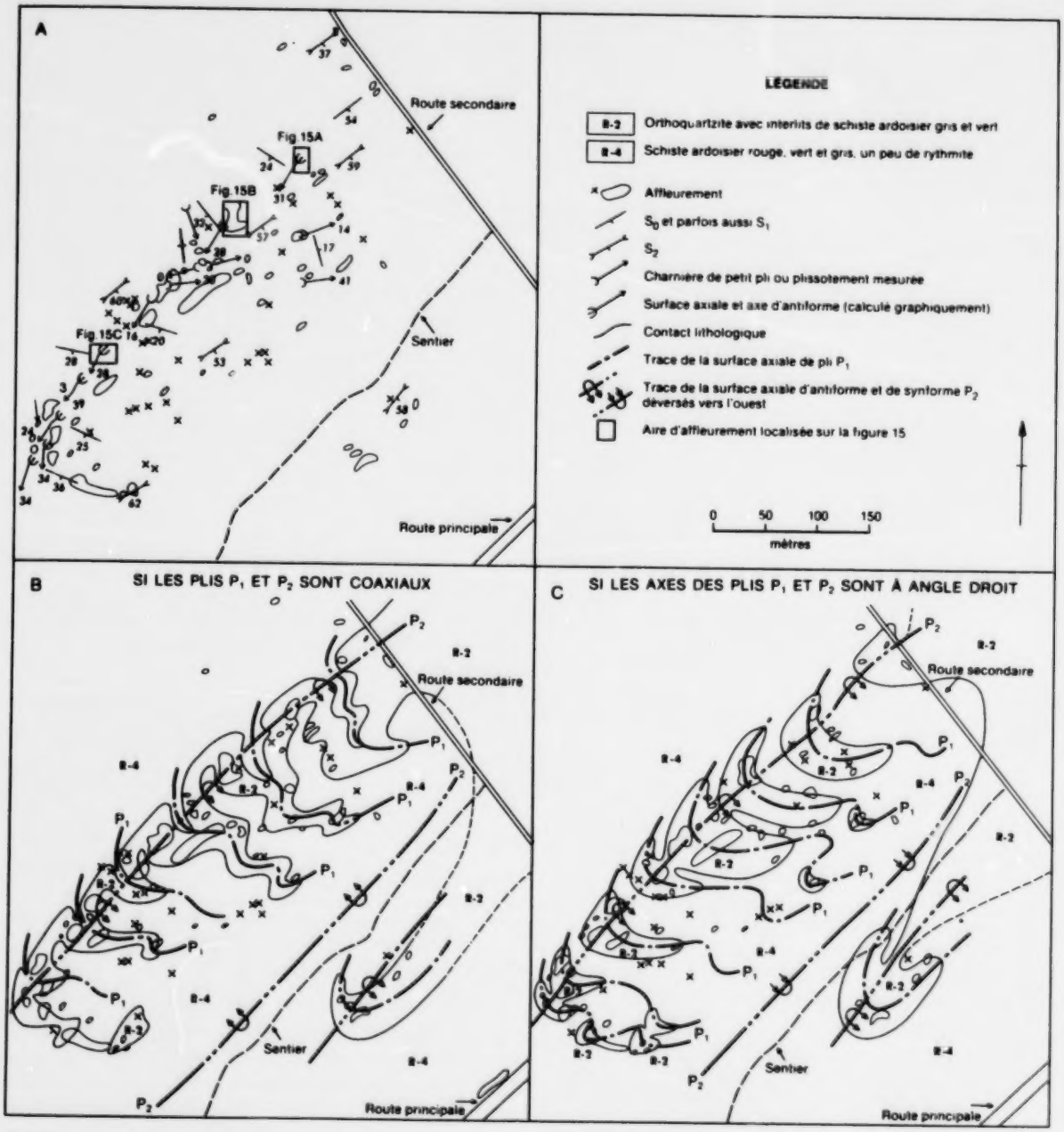



**FIGURE 14** — A - carte des éléments structuraux de l'affleurement «C»; B et C - interprétation structurale de l'affleurement «C». Au moins un paramètre demeure le même dans les interprétations représentées dans les schémas B et C: la direction «a» du mouvement ayant formé les plis $P_2$; celle-ci est subnormale à la surface axiale des plis isoclinaux $P_1$.

tion des charnières des plis mineurs $P_2$ et des linéations d'intersection $L_2^0$ est indiquée à la figure 16D. Il est difficile de déterminer à quelle phase de déformation appartiennent certains plis mineurs. En effet, même si le diagramme d'orientation de leur charnière (figure 16C) montre que celles-ci se distribuent sur un grand cercle parallèle au clivage $S_2$, ce dernier n'est pas nécessairement parallèle à la surface axiale des plis mineurs. Cette orientation préférentielle peut tout aussi bien être l'effet d'une transposition subparallèle à $S_2$ de tous les éléments structuraux mineurs préexistants.

*Indices de plis anciens*

Parmi les observations qui nous permettent de conclure à une phase de déformation antérieure aux plis $P_2$, mentionnons les suivantes:

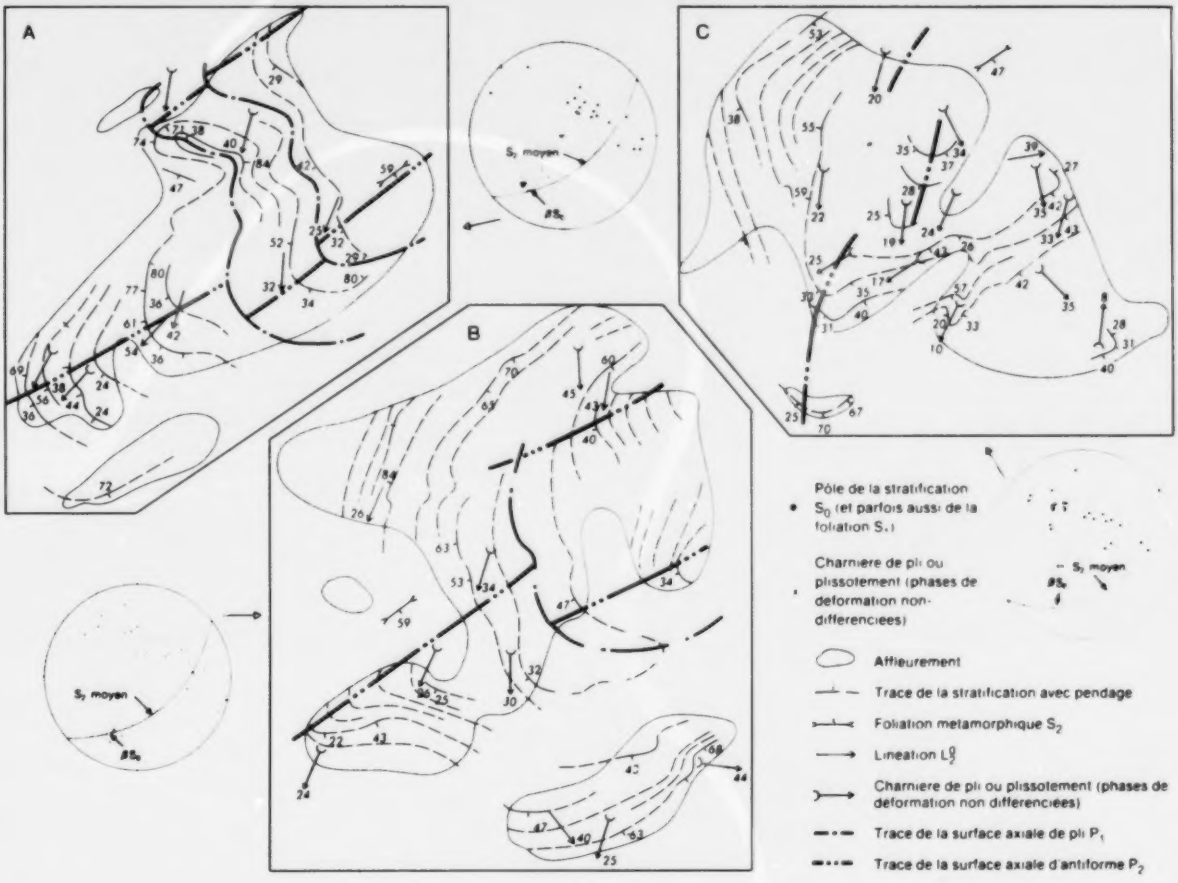



FIGURE 15 — Quelques exemples d'antiforme $P_2$ dans les orthoquartzites de l'affleurement « C ». Les diagrammes $\pi$ montrent les relations entre les principaux éléments structuraux de chacun des affleurements.

1. La distribution des sous-affleurements d'orthoquartzite ne peut s'expliquer par une seule phase de déformation. En effet, si les bancs d'orthoquartzite de l'antiforme étaient tous stratigraphiquement l'un au-dessus de l'autre, ils se prolongeraient vers le nord-est sur les flancs d'un antiforme plongeant vers le SW. Comme tel n'est pas le cas, ce sont probablement les mêmes bancs qui se répètent le long de la crête d'un antiforme tardif, à cause de la présence de charnières de plis anciens sur les flancs ou sur la charnière de cet antiforme (figures 14B et C).

2. Des plis couchés dont les deux flancs sont recoupés par le clivage $S_2$ sont visibles à divers endroits (figure 15). À d'autres endroits, même si la charnière du pli ancien n'est pas directement observable, elle peut être facilement déduite à partir de la convergence de la stratification (figure 15). On peut également observer quelques plis parasitiques impliquant un mouvement relatif des couches contraire à celui qui est associé aux antiformes (figure 15, extrémité sud-est). Certains plis parasitiques et plissotements qui ne sont pas de toute évidence causés par $S_2$ sont visibles sur des surfaces de stratification. L'orientation de ces derniers est représentée à la figure 16C ($P_1$).

3. À plusieurs endroits, la surface axiale des antiformes ($P_2$) est disposée en échelon (figure 15). Ce phénomène se produit quand les surfaces plissées présentent des orientations différentes avant la formation des antiformes et des synformes, comme par exemple les deux flancs d'un pli ancien (Ramsay, 1967, p. 509).

4. La présence d'un clivage subparallèle à $S_0$ laisse présumer l'existence de plis anciens ($P_1$) avec une surface axiale à pendage vers l'WSW. De plus, vu que la plongée des antiformes est relativement constante d'un sous-affleurement à l'autre, les plis anciens sont probablement isoclinaux.

*Les types de patron d'interférence*

En prenant pour acquis l'existence de plis isoclinaux anciens ($P_1$) couchés ou fortement déversés et repris par des plis tardifs ($P_2$) déversés vers le NW, deux cas extrêmes sont possibles quant au patron d'interférence des plis

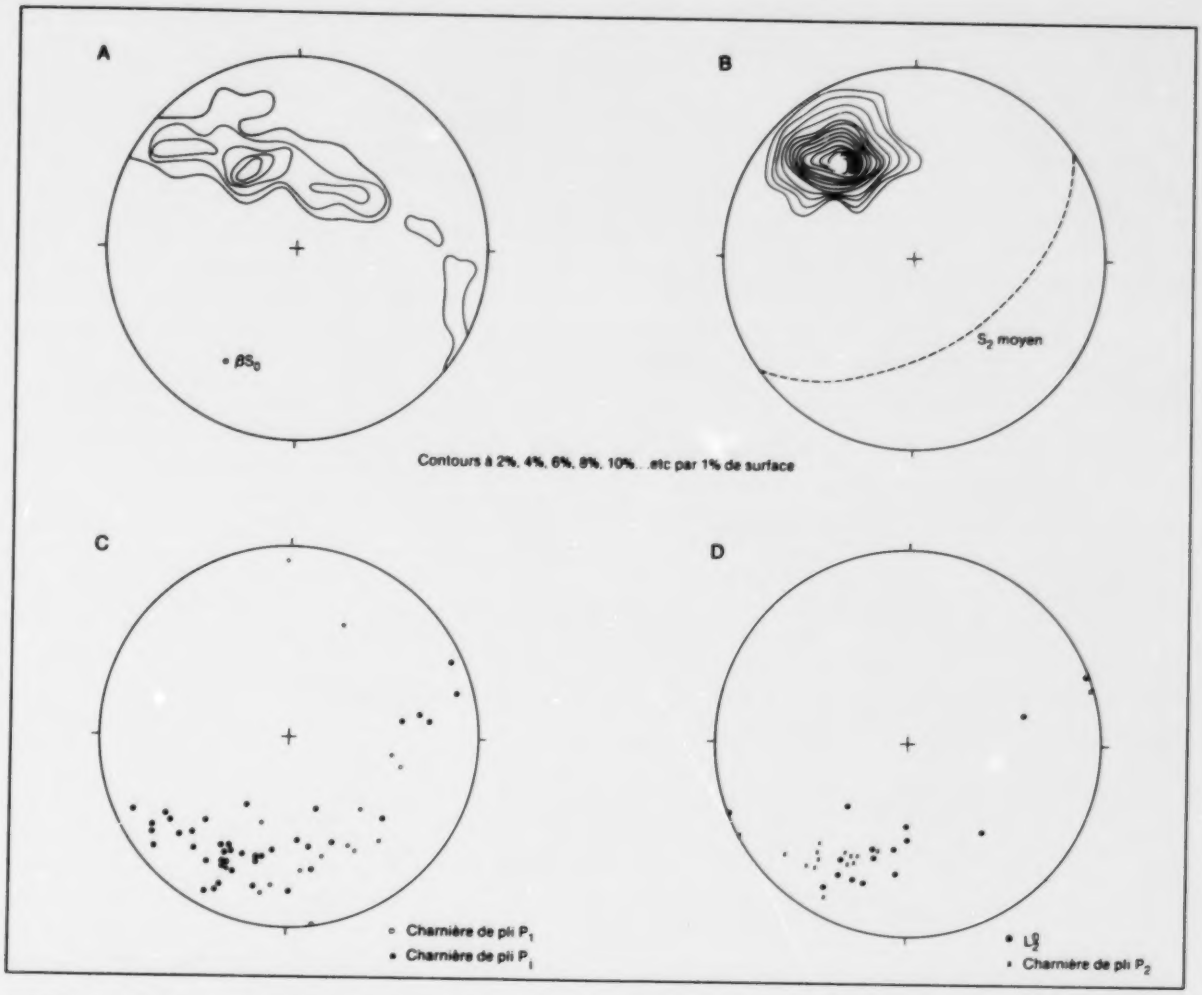



FIGURE 16 — Diagrammes d'orientation des éléments structuraux de l'affleurement «C»: A - 172 pôles de la stratification ($S_0$). La foliation métamorphique $S_1$ est généralement parallèle à $S_0$; B - 85 pôles de la foliation métamorphique $S_2$; C — charnières de plis $P_1$ et $P_1$ (i.e. d'âge relatif indéterminé); D - charnières de pli $P_2$ et linéations d'intersection $L_2$.

ainsi produits (figures 14B et C). Dans les deux cas, la direction «a» du mouvement des plis tardifs $P_2$ est subnormale à la surface axiale des plis isoclinaux $P_1$, ceux-ci étant couchés ou fortement déversés.

*1er cas*: si les plis $P_1$ et $P_2$ sont coaxiaux, nous obtenons le patron d'interférence de la figure 14B. La direction de l'axe des plis $P_1$ serait alors NE-SW comme celle des plis $P_2$.

*2e cas*: si les charnières des plis $P_1$ et $P_2$ sont à angle droit, nous obtenons le patron d'interférence de la figure 14C. Dans ce cas-ci, l'axe des plis $P_1$ serait de direction NW-SE.

Ces deux cas correspondent respectivement aux types «3» et «2» de la classification des patrons d'interférence des plis de Ramsay (1967, p. 531).

L'orientation de la charnière des quelques plis $P_1$ observés (figure 16C) indique une direction approximativement N-S à NE-SW pour celles-ci. Le patron d'interférence serait donc un cas intermédiaire entre ceux décrits plus haut, mais qui se rapprocherait plutôt du 1er que du 2e cas.

Les plis isoclinaux anciens de l'affleurement «C» auraient donc sensiblement la même orientation originelle que ceux de l'affleurement «A» décrits précédemment. Ils sont par conséquent des corrélatifs de ces derniers. Si la surface axiale de ces plis a un pendage dans des directions opposées dans l'affleurement «A» et dans l'affleurement «C» respectivement, c'est sans doute que ceux-ci ont été repris par la suite par des plis autres que les plis $P_2$. Comme nous le verrons à l'affleurement «D» et dans l'analyse à l'échelle macroscopique, ce sont de grands plis ouverts de direction grossièrement nord-sud qui produisent ces inversions de pendage des surfaces axiales des plis isoclinaux $P_1$, de même que l'inversion de plongement des linéations $L_2$.

### *Affleurement «D»*

#### *Localisation et description générale*

L'affleurement «D» est situé à 1,5 km au sud du village de Robertsonville. La figure 17 représente la carte géologique de cet affleurement. Il est constitué principalement de grès feldspathique avec interlits de schiste ardoisier vert (C-2), entouré sur au moins trois côtés par des roches volcaniques basiques (C-1). Cet ensemble du Groupe de Caldwell est bordé par l'unité R-3 du Groupe de Rosaire qui comprend des ardoises grises et vertes avec des interlits de siltstone (rythmites). Les rythmites sont bréchiques en bordure des roches volcaniques.

#### *Analyse mésoscopique des éléments structuraux*

L'orientation des principaux éléments structuraux de cet affleurement est représenté dans le diagramme de la figure 17.

La stratification $S_0$ n'a pu être observée que dans les grès feldspathiques du Caldwell (C-2). Selon les quelques observations de polarité sédimentaire (granoclassement) que nous avons pu obtenir, toute la séquence serait encore ici dans une position inverse.

Une foliation métamorphique ancienne $S_1$ est bien visible à l'oeil nu dans les rythmites, où elle est souvent soulignée par des ségrégations de quartz. Dans les grès feldspathiques, ce clivage $S_1$ n'a pu être observé qu'au microscope, où il est évident. Le clivage $S_2$ est bien marqué dans toutes les roches sédimentaires de l'affleurement «D». Il y forme fréquemment des crénulations avec le clivage $S_1$ (linéation $L_2^1$). Il a une direction N62°E et un pendage moyen de 79° vers le SE.

Aucun pli significatif n'a pu être observé directement sur le terrain. Cependant, l'attitude des contacts lithologiques (figure 17) semble indiquer que cet affleurement représente un dôme allongé dans la direction du dernier clivage ($S_2$). Quant à l'autre axe du dôme, il n'est probablement pas associé au clivage $S_1$. Ce dernier semble plutôt épouser la forme du dôme, comme la stratification ($S_0$). L'axe mineur du dôme est probablement l'axe d'un antiforme ouvert postérieur à $D_1$, idée qui sera élaborée dans les pages qui suivent.

La présence de brèche dans les rythmites en bordure des roches volcaniques porte à croire encore une fois à l'existence d'une faille plissée entre les roches du Groupe de Caldwell et celles du Groupe de Rosaire.

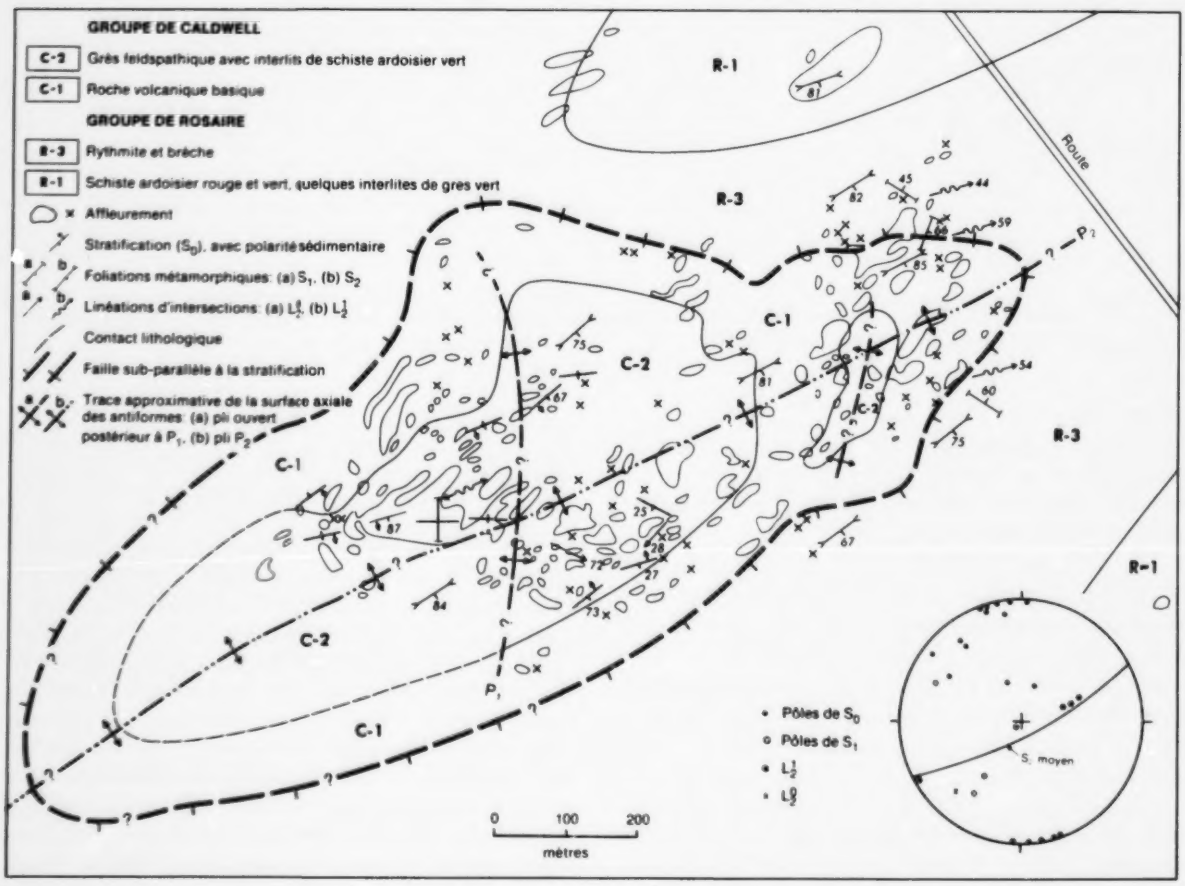



FIGURE 17 — Carte géologique et diagramme structural de l'affleurement « D ».

### Échelle macroscopique

Pour analyser notre terrain à cette échelle (carte 2035 E), nous nous sommes surtout basé sur les données lithologiques et structurales recueillies par St-Julien et ses assistants durant l'été de 1964 (carte 2035 A). Pour faciliter notre analyse, nous avons divisé notre terrain en trois domaines parallèles, de direction NE-SW (domaines I, II et III). Les limites de ces domaines sont indiquées sur la carte 2035 E. On y trouvera également les diagrammes d'orientation des principaux éléments structuraux pour chacun des domaines*.

#### *Distribution des surfaces $S_2$ et $S_0$*

Le point le plus frappant du tableau des diagrammes d'orientation de la carte 2035 E est la distribution en éventail de la foliation métamorphique $S_2$ autour d'un axe NE-SW. Supposant qu'il en est de même pour la surface axiale des plis $P_2$, nous avons montré la variation du pendage de cette dernière dans les coupes structurales schématiques accompagnant la carte 2035 E. La foliation $S_2$ a une direction à peu près constante de N55°E. Son pendage varie cependant de 80° NW près du contact Caldwell-Rosaire au sud est, à 50° SE près du contact Schistes de Bennett-Rosaire au nord-ouest (cartes 2035 A et B).

Cet éventail s'ouvre encore davantage à l'extérieur des limites du Groupe de Rosaire. Au sud-est, dans le Groupe de Caldwell, cette foliation a un pendage à peu près constant de 70° vers le NW. Tandis qu'au nord-ouest, dans les Schistes de Bennett, elle forme un anticlinorium droit et subhorizontal (Benoit, 1958; St-Julien *et al.*, 1972).

La stratification $S_0$ présente aussi une ditribution en éventail autour d'un axe de direction N55°E étant donné qu'elle a subi l'effet de transposition de la foliation $S_2$.

#### *Distribution des linéations*

On remarquera également, pour chaque domaine, la distribution quasi uniforme des linéations $L_2^0$ et des charnières de pli $P_1$** sur un grand cercle. Cette observation nous fait croire que les plis $P_2$ se sont développés sur une surface de stratification $S_0$ déjà affectée par des plis ouverts. À noter que les plis isoclinaux anciens $P_1$ existent aussi et ont été décrits antérieurement dans les affleurements «A» et «C». Les plis ouverts sont probablement postérieurs aux plis anciens $P_1$ et antérieurs aux plis tardifs $P_2$.

#### *Linéation d'étirement du quartz*

Un autre élément structural méritant notre attention est une linéation formée par un étirement de grains de quartz (figure 18). Cette linéation est surtout développée dans la partie nord-ouest du Groupe de Rosaire (domaine III). Elle

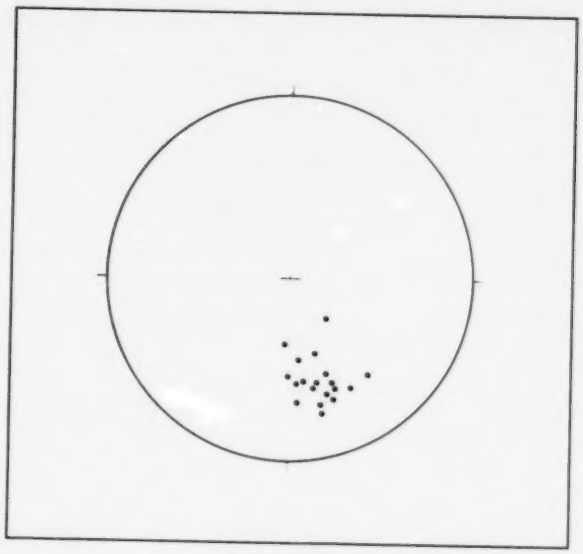


FIGURE 18 — Diagramme d'orientation des linéations dues à l'étirement de grains de quartz dans le domaine structural III.

a été observée dans le plan de la foliation $S_2$ et son plongement est dans la direction du pendage de cette dernière («down-dip»). Au nord du Groupe de Rosaire, où elle est particulièrement pénétrante, elle devient subhorizontale avec une direction azimuthale d'environ 130° (mais toujours dans le plan $S_2$).

### Interprétation structurale (d'après Rouleau, 1975)

Pour plus de clarté dans la présentation et malgré notre attachement à la méthode des hypothèses de travail multiple énoncée par Chamberlain (1897), nous nous limiterons à présenter l'hypothèse la plus plausible, du moins d'après les données que nous avons pu obtenir. Cependant, nous prions le lecteur de croire que ces données furent recueillies dans l'optique de la méthode des hypothèses de travail multiple.

Afin de faciliter la lecture du texte, le tableau 3A donne l'interprétation des plis suivant: St-Julien, Rouleau et Blackburn.

#### *Séquence des événements tectoniques*

À la lumière des observations décrites dans les pages précédentes et des données du tableau 3B et de la carte 2035 E, nous proposons ce qui suit comme séquence des événements tectoniques:

*1ère phase de déformation ($D_1$)* - Après la sédimentation, il y a eu formation d'un grand pli couché déversé vers le SE. Les plis isoclinaux couchés $P_1$ avec leur clivage axial $S_1$, qui ont été observés sur les affleurements «A» et «C» seraient des structures parasitiques de ce grand pli couché. Notre terrain ne comprend que le flanc inverse de cette structure majeure.

* Afin de respecter les exigences des statistiques dans ces diagrammes, une importance égale quant au nombre de lectures est donnée à chaque affleurement, qu'il soit ou non décrit dans cette étude.

** Pli mésoscopique $P_1$ ou $P_3$.

**TABLEAU 3A — Interprétation des plis, suivant: St-Julien, Rouleau et Blackburn.**

| | | | |
|---|---|---|---|
| Schistes de Bennett (St-Julien) | Plis anciens $P_1$ | | Plis anciens $P_2$; plis couchés à fortement déversés |
| Groupe de Rosaire (Rouleau, 1975) | Plis isoclinaux couchés ($P_1$), de direction NNE-SSW | Plis ouverts droits (sans élément mésoscopique) | Plis tardifs $P_2$ subverticaux, de direction NE-SW |
| Groupe de Caldwell domaine du Grand Morne (Blackburn, 1975) | Plis couchés $P_1$ | Plis droits $P_2$ N-S (dans ce domaine seulement | Plis tardifs $P_3$ subverticaux, de direction NE-SW |
| Groupe de Caldwell domaine du dôme de Bécancour (Blackburn, 1975) | Plis couchés $P_1$ et $P_2$[1] | | Plis tardifs $P_3$[1] |
| Groupe de Magog (St-Julien) | | | Plis $P_1$ |

[1] D'après St-Julien, les plis $P_2$ du domaine du dôme de Bécancour correspondraient aux plis $P_2$ des Schistes de Bennett (St-Julien) et du groupe de Rosaire (Rouleau), tandis que les plis tardifs $P_3$ du dôme de Bécancour correspondraient aux plis tardifs $P_{1,2}$ des Schistes de Bennett.

**TABLEAU 3B — Résumé de la nomenclature utilisée dans l'interprétation structurale (Rouleau, 1975)**

| Éléments mésoscopiques: / Phases de déformation | Plis | Surfaces-S | Linéations |
|---|---|---|---|
| $D_0$ (sédimentation et diagénèse) | —— | $S_0$ | $L_1^*$ |
| $D_1$ | $P_1$ | $S_1$ | —— |
| $D_2$ | Plis macroscopiques seulement | | |
| $D_3$ | $P_2$ | $S_2$ | $L_2^*$ et $L_2^1$ |

*2e phase de déformation ($D_2$)* - À la déformation $D_2$, des plis ouverts et droits d'une longueur d'onde de quelques kilomètres se sont développés. Ils n'ont pas de clivage axial et ne peuvent être observés à l'échelle mésoscopique. La direction de leur surface axiale est approximativement NNW.

*3e phase de déformation ($D_3$)* - Finalement, les plis $P_2$ à clivage axial $S_2$ ont repris les structures antérieures. Leur surface axiale est de direction N55°E. Dans un profil structural perpendiculaire à leur axe, ces plis varient de droit à déversé vers le NW lorsqu'on se dirige vers le NW (profils AA', BB', CC', DD').

On remarquera que la phase de déformation $D_2$ n'a pas d'éléments structuraux mineurs associés. Les plis $P_2$, la surface $S_2$ et les linéations $L_2$ sont associés à la troisième phase de déformation ($D_3$).

Nous n'aborderons pas la question de la durée de l'intervalle de temps séparant chacune de ces phases de déformation, ni de leur simultanéité possible. Nous ne croyons pas posséder les données nécessaires pour ce faire.

### *Inférence de l'existence d'un grand pli couché ($D_1$)*

À l'extérieur de notre terrain, la séquence de Caldwell est généralement renversée vers le sud-est. Mackay (1921), dans la région de Beauceville avait déjà mentionné qu'apparemment la «série» de Caldwell était renversée. Béland (1962), dans la région de Sainte-Perpétue, a constaté cette régularité des polarités sédimentaires du Groupe de Caldwell vers le SE. Il en est ainsi pour la région adjacente à la nôtre au sud-est (St-Julien: cartes 2035 B et C et Blackburn: carte 2035 F, du présent rapport). Cooke (1931) nota que les déterminations de sommet basées sur le clivage axial étaient en contradiction avec celles basées sur le granoclassement, à un point tel qu'il supposa l'inexactitude de ces dernières.

D'autre part, des buttes constituées de roches lithologiquement identiques au Caldwell sont dispersées dans toute la zone du Rosaire (Béland, 1962). Dans le groupe à l'étude nous avons pu déterminer la polarité inverse des couches de même que la stratification subhorizontale des masses de Caldwell (affleurements «A», «B» et «D») affleurant au sein du Groupe de Rosaire. Ce fait indiquerait que le Caldwell affleure dans des fenêtres percées au sein du Rosaire et que l'ensemble est dans une position inverse.

Ces observations nous portent à croire que le Rosaire se situe sur le flanc inverse d'un grand pli couché fermant au sud-est. Cette structure majeure fermerait dans la zone de Caldwell au sud-est, d'où la régularité dans l'allure et la polarité des couches sédimentaires de cette zone.

Les plis isoclinaux $P_1$ observés sur les affleurements «A» et «C», seraient des plis parasitiques de cette grande structure. Quant à la foliation métamorphique $S_1$, qui est généralement parallèle à la stratification $S_0$ et au plan axial des plis $P_1$, elle serait, elle aussi, associée à ce grand pli couché.

Comme nous l'avons mentionné plus haut, les diagrammes d'orientation des plis $P_1$ (figure 11D et figure 16C) semblent indiquer une orientation originale NNE pour ces plis isoclinaux. D'autre part, à l'échelle régionale, la linéarité du contact entre le Caldwell et le «mélange» de Saint-Daniel au sud-est indique une direction NE, subparallèle

au clivage $S_2$, pour le grand pli couché. Ce contact subvertical est en effet demeuré rectiligne même après l'action de la dernière phase de déformation ($D_3$) qui fut relativement intense. Tous les plis développés lors de la première phase de déformation semblent être à l'échelle mésoscopique, à l'exception évidemment du pli majeur couché qui englobe tout le terrain étudié et plusieurs dizaines de km carrés de la région adjacente.

Un clivage axial dans un grand pli couché semble difficile à concevoir de prime abord, car une telle structure implique un mouvement surtout horizontal. Des cas semblables ont cependant été décrits déjà en plusieurs endroits du globe. Whitten (1966) donne une description de plusieurs régions à déformation polyphasée, notamment dans les Calédonides. Dans la majorité des cas, des grands plis isoclinaux couchés ont pris naissance lors d'une première phase de déformation. Dans certains cas, le flanc inverse du pli couché affleure sur 25 km de largeur (Dewey and Parkhurst, 1970; Robert, 1974). Presque toujours, un clivage ardoisier s'est développé parallèlement au plan axial de ces plis.

### *Preuves de l'existence de grands plis ouverts postérieurs à $D_1$*

Le premier indice d'une deuxième phase de déformation ($D_2$) nous est donné par le changement du sens du pendage des surfaces $S_0$ et $S_1$, de direction NS, et du sens du plongement des linéations $L_2$ entre les affleurements «A», «B» et «C». Ces pendages et plongements sont dans l'ensemble tantôt vers l'est tantôt vers l'ouest. Même si la direction et le pendage de la foliation métamorphique $S_2$ sont à peu près constants, les linéations qui l'accompagnent ($L_2^0$, $L_2^1$, charnières de pli $P_2$) ont des plongées très variables d'un affleurement à l'autre et des directions variant du SW au NE. Ces linéations montrent que le clivage $S_2$ s'est superposé à des plis ouverts dont l'axe fait un certain angle avec celui-ci.

La phase de déformation $D_2$, intermédiaire entre les plis $P_1$ et $P_2$, nous est également indiquée par l'analyse de l'orientation de la linéation $L_2^0$ et des charnières de pli $P_1$ à l'échelle macroscopique (carte 2035 E). Nous avons déjà mentionné que, pour chacun des domaines structuraux au sein du Groupe de Rosaire, les diagrammes d'orientation de ces deux types de linéation montrent qu'elles se distribuent quasi uniformément sur un grand cercle. S'il n'y avait eu que les plis isoclinaux $P_1$ avant le développement des plis $P_2$, l'orientation des linéations résultant de l'intersection de $S_0$ et $S_2$ aurait été relativement constante (Ramsay, 1967, p. 540). On doit donc supposer que les plis $P_1$ et leur foliation axiale $S_1$ ont été affectés par une certaine déformation antérieure aux plis $P_2$. Le clivage $S_2$ et les plis $P_2$ seraient alors développés sur des surfaces d'orientations variables, produisant une distribution sur un grand cercle parallèle à $S_2$ des linéations $L_2^0$ et des charnières de pli $P_1$. L'axe mineur de la structure en dôme de l'affleurement «D» (figure 17) correspond à un antiforme ouvert de cette deuxième phase de déformation. L'orientation de ces plis n'a pu être déterminée exactement. On peut cependant émettre l'hypothèse qu'elle est à peu près N-S, en se basant sur l'orientation approximative de l'axe mineur du dôme de l'affleurement «D».

Ces plis ouverts se retrouvent également dans la zone de Caldwell, au sud-est (cartes 2035 A, C et 2035 F). Il est intéressant de noter, qu'à cet endroit, ils ont une longueur d'onde de l'ordre de 10 km (coupe CC' de la carte 2035 F), tandis que celle-ci n'est plus que de quelques kilomètres dans le domaine structural III du Groupe de Rosaire (coupe EE' de la carte 2035 E). Manifestement, ces plis ouverts deviennent de plus en plus serrés vers le nord-ouest. Cette interprétation est appuyée par le fait que le nombre de linéations $L_2$ et de charnières de pli $P_1$ à plongement abrupt (dans le plan de $S_2$) est plus grand dans le domaine III que dans les deux autres.

### *Preuves de la troisième phase de déformation ($D_3$)*

En ce qui concerne $D_3$, les structures mineures qui lui sont attribuées (plis $P_2$, foliation axiale $S_2$, linéations $L_2^0$ et $L_2^1$) sont de loin les mieux développées. La foliation $S_2$ est très pénétrante et d'une remarquable régularité quant à sa direction (N55°E). Son pendage varie de 50°SE à 80°NW de la partie nord-ouest à la partie sud-est du Groupe de Rosaire à l'étude.

Le tracé de la surface axiale de quelques plis $P_2$ macroscopiques est représenté sur les cartes 2035 A, B, de même que sur les profils structuraux schématiques de la carte 2035 E.

Comme le montrent les diagrammes d'orientation accompagnant la carte 2035 E, de même que les figures 16D et 18, les linéations $L_2^0$ et les charnières de pli $P_2$ sont distribuées sur un grand cercle correspondant à $S_2$. Leur distribution sur ce grand cercle ainsi que la régularité de $S_2$ indiquent que ce dernier a été superposé sur des plis ouverts et non l'inverse.

Nous avons déjà mentionné l'existence d'une linéation due à l'étirement de grains de quartz, plongeant à peu près dans le sens du pendage de $S_2$ (figure 18). À certains endroits du moins, cette linéation est produite par l'intersection des surfaces $S_1$ et $S_2$.

### *Failles*

Notre terrain (voir carte 2035 E) a été affecté par une faille subparallèle à la stratification $S_0$ antérieurement à la déformation $D_2$. Nous pensons que cette faille est contemporaine de la déformation $D_1$. Il s'agit probablement d'un glissement prononcé entre les couches, lors de la formation du grand pli couché de cette première phase de déformation. La surface de décollement semble s'être développée dans les rythmites du Groupe de Rosaire (R-3), près du contact avec les grès feldspathiques (C-2) ou les roches volcaniques (C-1) du Groupe de Caldwell.

Un important indice de cette faille nous est donné sur l'affleurement «A» par le contact anormal entre les grès feldspathiques et les orthoquartzites (figure 10). Comme nous l'avons mentionné dans la description de cet affleurement, les plis isoclinaux $P_1$ qui affectent la séquence grès feldspathique — schiste ardoisier vert du Groupe de Caldwell semblent se buter au contact avec les orthoquartzites du Groupe de Rosaire. Ce contact de faille n'étant pas affecté par les plis $P_1$, on doit supposer qu'il leur est postérieur ou encore contemporain.

D'autre part, toutes les autres masses de Caldwell perçant à travers le Rosaire sont bordées par des rythmites (R-3) qui sont généralement bréchiques près du contact (figures 13 et 17). Des brèches sont également très fréquentes dans les rythmites au voisinage du contact avec la zone de Caldwell, dans la région étudiée. Ces brèches sont constituées de fragments anguleux de siltstone dans une matrice argileuse. Nous les considérons comme appartenant à la Formation de Saint-Daniel (D2).

Sur l'affleurement «A», si les grès feldspathiques du Caldwell sont en contact avec les orthoquartzites et non avec les rythmites comme ailleurs, c'est sans doute à cause du déplacement dû à cette faille.

L'épaisseur des zones bréchiques indique que le glissement ne s'est pas limité à une surface donnée, mais s'est développé à plusieurs niveaux dans les rythmites.

En ce qui concerne la zone de failles limitant les Schistes de Bennett, au nord-ouest, du Groupe de Rosaire, au sud-est, son existence nous est suggérée par la présence d'un feuillet de serpentinite (S): le dyke de Pennington cartes 2035 A et E. Dans les Schistes de Bennett, le dyke de Pennington a été suivi sur plusieurs dizaines de kilomètres (St-Julien *et al.*, 1972 et carte 2035 A). Il se trouve généralement au contact entre le Groupe de Rosaire et des roches lithologiquement apparentées au Groupe de Caldwell. Il arrive qu'il pénètre à l'intérieur du Groupe de Rosaire. La distribution en surface des affleurements de serpentinite montre que le dyke de Pennington a subi au moins deux phases de déformation. De plus, vu que le dyke présente des épontes quasi-parallèles à la stratification et à la schistosité dominante ($S_2$), nous croyons que la faille qu'il souligne est subparallèle à la stratification ($S_0$). Cette faille se trouve probablement en continuité avec la faille de stratification séparant les groupes de Rosaire et de Caldwell au sein du Groupe de Rosaire et au contact SE du Groupe de Rosaire.

Des failles de stratification de ce type ont été décrites à plusieurs endroits dans les Calédonides. Les Anglais donnent le nom de «slide» à une faille formée en étroite association avec le plissement, qui est subparallèle à la surface axiale ou au flanc d'un pli et qui est accompagnée d'un amincissement ou d'une excision de certaines unités de la séquence de roche affectée par le plissement (Fleury, 1964). Nous croyons que cette description correspond assez bien à la faille de stratification du terrain à l'étude.

## CORRÉLATION ET ÂGE (St-Julien)

Le membre quartzitique du Groupe de Rosaire (R-2) est lithologiquement semblable au quartzite de la Formation d'Ottauquechee (Perry, 1928) rencontré dans l'État du Vermont, au sud-ouest, et au Quartzite de Kamouraska (Dresser, 1914) qui affleure au nord-ouest de l'anticlinorium de Sutton, dans les comtés de Kamouraska, l'Islet et Montmagny.

Dans l'État du Vermont, la Formation d'Ottauquechee de Perry (1928) a été retracée au nord de la région de Rutland (Brace, 1953), des régions de Rochester et d'East Middlebury (Osberg, 1952) et celle de Northfield (White et Jahns, 1950), des quadrants de Montpelier (Cady, 1956) et Hyde Park (Albee, 1957). Au cours de travaux plus récents, Cady (1960), aidé de Chidester et de Albee, a retracé la Formation d'Ottauquechee dans le Groupe de Mansonville de Clark (1930-31). En d'autres mots, Osberg, Cady, Chidester et Albee sont tous d'accord pour prolonger dans le Québec l'Ottauquechee de Perry. Aussi, ils établissent une corrélation entre l'Ottauquechee et le «Sweetsburg slate» de Clark (1934).

Durant les saisons d'été de 1959 à 1962, nous avons fait la mise en carte de la région d'Orford-Sherbrooke (St-Julien, 1963). Dans cette région, nous avons trouvé une séquence lithologique identique à celle observée dans la présente étude, à savoir: les formations d'Ottauquechee et de Sweetsburg surmontées par les formations de Mansonville et de Brompton — correspondant au Groupe de Caldwell et à la Formation de Saint-Daniel des régions de Saint-Victor et de Thetford-Mines (moitié est) — et, au sommet, la Formation de Magog correspondant au Groupe de Magog des régions de la présente étude. Selon ces relations, nous considérons les roches du Groupe de Rosaire comme l'équivalent stratigraphique des formations d'Ottauquechee et de Sweetsburg.

Dans les régions cartographiées par St-Julien, aucun fossile n'a été observé dans les formations d'Ottauquechee et de Sweetsburg et dans le Groupe de Rosaire. Cependant, de l'autre côté de l'anticlinorium de Sutton, la série d'Oak Hill décrite par Clark (1934) est fossilifère. La partie supérieure de cette série est constituée du quartzite de Gilman, de la dolomie de Dunham, des ardoises d'Oak Hill, du quartzite de Scottsmore et des schistes ardoisiers du Sweetsburg (membre supérieur de la série). Des trilobites du Cambrien inférieur (famille *Mesonacidae*) sont observés dans la dolomie de Dunham et des brachiopodes du même âge (genre *Kutorgina*) dans le quartzite de Gilman. Il semble donc logique d'inférer que les strates des formations d'Ottauquechee et de Sweetsburg et du Groupe de Rosaire sont du Cambrien inférieur ou plus jeune. Dans la partie nord-ouest du Vermont, les schistes ardoisiers du Sweetsbury et du Skeels Corners sont considérés par V.H. Booth (1950), comme des unités stratigraphiques corrélatives. Il

est à noter que les schistes ardoisiers du Skeels Corners contiennent *Boviconnellum vermontense*, un fossile du Cambrien moyen.

En ce qui concerne l'âge des quartzites de Kamouraska, J. Béland (1962) s'exprime en ces termes (p. 17): «Rasetti (1945), à cause de la présence de fossiles d'âge cambrien supérieur dans des blocs détritiques du conglomérat de Kamouraska, croit que le Kamouraska n'est probablement pas plus ancien que l'Ordovicien inférieur. En outre, les conglomérats rappellent une phase de la Formation de Lévis dont la faune est d'âge ordovicien inférieur». Si cette corrélation du Groupe de Rosaire avec les quartzites de Kamouraska s'avère vraie, il est évident que le Rosaire est du Cambrien supérieur ou de l'Ordovicien inférieur.

# Complexe ophiolitique de Thetford-Mines (T2 à T7, St-Julien)

## NOMENCLATURE

D'après Laurent (1975), Hunt (1858) fut le premier en Amérique du Nord à employer le terme ophiolite pour décrire les péridotites serpentinisées des Appalaches. Depuis ce temps, surtout à cause de l'intérêt économique que représentent ces roches, de nombreuses études géologiques détaillées ont été consacrées aux roches des gisements d'amiante et de chromite de l'Estrie. Les principaux travaux dans la région de Thetford-Mines ont été effectués par Knox (1916), Harvie (1916), Mackay (1921), Cooke (1937), Riordon (1953, 1954), Lamarche (1972, 1973) Kaçira (1971), St-Julien (1967), St-Julien *et al.*, (1972), St-Julien et Hubert (1975), Laurent (1975), Laurent et Hébert (1977), Hébert (1974). Toutefois, Lamarche et St-Julien ont été les premiers à reconnaître qu'il s'agissait d'un complexe ophiolitique analogue aux complexes ophiolitiques alpins.

## NATURE ET DISTRIBUTION

Les roches ultrabasiques de la région à l'étude affleurent suivant deux bandes grossièrement parallèles, orientées NE-SW et distantes l'une de l'autre d'environ 12 km (cartes 2035 A et C). La plus au nord-ouest est connue sous le nom de dyke de Pennington (T2) et l'autre, au SW du lac à la Truite, sous le nom de complexe ophiolitique de Thetford-Mines (T2 à T7).

Le dyke de Pennington, formé presque exclusivement de serpentinite et de stéatite (T2), a été suivi sur plus de 30 km au sein de l'assemblage des Schistes de Bennett.

C'est dans la région immédiatement à l'ouest et au sud-ouest de la région à l'étude que le complexe ophiolitique de Thetford-Mines est le mieux exposé. Dans notre région, seule la partie supérieure du complexe affleure et cela au sud et au sud-ouest du lac à la Truite. Nous considérons aussi comme appartenant au complexe ophiolitique les roches intrusives, ultrabasiques, basiques et granitiques ainsi que les roches volcaniques basiques associées aux brèches à pâte argileuse de la Formation de Saint-Daniel. La partie du complexe ophiolitique de la région étudiée comprend, de la base au sommet, des serpentinites (T2), pyroxénites (T3), gabbros (T4), microgabbros et diabase à grain fin (T6), intrusions acides (T5) et, au sommet, des basaltes à coussinets, des brèches volcaniques et des hyaloclastites (T7).

Dans le présent rapport géologique, nous nous limiterons à la description des roches ultrabasiques présentes dans la région étudiée. Pour une description complète du complexe ophiolitique de Thetford-Mines, nous vous référons aux travaux récents de Hébert, 1974, Lamarche, 1972, Laurent 1975, 1977 et 1980 et Laurent *et al.*, 1979.

## LITHOLOGIE

### Serpentinite; stéatite, roche à talc-carbonate, schiste à chlorite («blackwall rock») (T2)

#### *Serpentinite (dyke de Pennington)*

Dans les affleurements au sud-ouest du lac à la Truite, les roches ultrabasiques serpentinisées présentent un aspect varié; elles sont généralement massives mais, par endroits, elles montrent ce qui semble être des structures d'écoulement, tandis qu'ailleurs elles sont considérablement cisaillées. Divers amas, irréguliers ou en forme de dykes, ayant des caractéristiques d'altération de surface différentes montrent des relations complexes ou indéfinies entre elles. En surface altérée, la couleur des serpentinites va du chamois au rouge brique. En cassure fraîche, la serpentinite massive a une texture saccharoïde et est vert foncé à noire; la serpentinite cisaillée montre un débit en paillettes et est d'un vert translucide. De petites veinules d'amiante chrysotile sont communes mais elles n'apparaissent nulle part en concentration de quelque importance. Des veines de pyroxénite à grain grossier, de quelques cm de largeur, recoupent la serpentinite en quelques endroits.

Une sélection variée de ces roches a été examinée en lames minces. Elles sont constituées presque entièrement d'antigorite formant une masse feutrée de paillettes et de lamelles dans une pâte de plus petites particules. Dans quelques échantillons, l'amiante chrysotile forme des veinules irrégulières et semble quelque peu mélangée à l'antigorite. Par endroits, des contours indéfinis autour d'un noyau d'antigorite non-orienté, marquent de façon évidente les positions des grains d'olivine originels. Nous avons noté quelques grains de bastite (jusqu'à 5 mm de long), présumément pseudomorphes de l'orthopyroxène. Il est probable que la teneur originelle en pyroxène était beaucoup plus grande, la majeure partie des pyroxènes ayant été détruits par la déformation. Les autres minéraux présents sont de très petits grains de magnétite, surtout le long des fissures, et quelques grains plus gros, probablement de chromite.

Dans le dyke de Pennington, la serpentinite est très cisaillée. La roche non cisaillée a la même texture et le même aspect en cassure fraîche que celle de la région du mont Adstock, mais elle n'a pas été examinée en lame mince. La minéralogie secondaire du dyke de Pennington est variée mais n'a pas été étudiée en détail. En bref, les minéraux de serpentine sont de plusieurs types: l'antigorite fibreuse ou la picrolite de même qu'une variété apparemment amorphe de serpophite massive sont abondantes; l'amiante chrysotile, principalement du type fibre longitudinale («slip-fibre»), a été exploitée commercialement. La brucite fibreuse et la trémolite sont les autres minéraux secondaires que l'on trouve communément.

Les roches ultrabasiques serpentinisées décrites jusqu'ici fournissent peu d'indices sur leur nature originelle. Toutefois, un échantillon de péridotite serpentinisée du dyke de Pennington, prélevé à East-Broughton-Station, montre des relations texturales mieux conservées, indiquant que le dyke contenait originellement 80% de cristaux d'olivine subarrondis (de diamètre moyen de 2 mm), inclus poecilitiquement dans l'orthopyroxène.

Dans la partie du dyke de Pennington qui se prolonge dans les Schistes de Bennett (carte 2035 A), la serpentinite a une nature différente: elle devient plus cassante, à grain plus grossier et de couleur plus pâle. L'examen d'une lame mince révèle qu'elle consiste essentiellement en antigorite grossièrement feutrée. Des veines d'amiante chrysotile, à fibres transversales, forment des concentrations en plusieurs endroits mais la fibre est dure et cassante. Les différences dans la nature de la serpentinite dans les schistes de Bennett font croire que la serpentinite, tout comme les Schistes de Bennett avoisinants, a peut-être été soumise à un degré de métamorphisme plus élevé que la serpentinite et les roches encaissantes au sud-est.

Les blocs de serpentinite en écailles (D2) trouvés dans le mélange ophiolitique («shale breccia») de Saint-Daniel montrent des caractéristiques semblables à celles de la serpentinite du mont Adstock.

### *Stéatite, roche à talc-carbonate, schiste à chlorite («blackwall rock»)*

On trouve de la stéatite et des roches à talc-carbonate en plusieurs endroits près des contacts du dyke de Pennington, surtout près du mur du dyke. On en a aussi noté quelques petites occurences dans le mélange ophiolitique de Saint-Daniel dans la partie orientale de la région.

Les roches furent probablement formées par l'altération et le remplacement de la serpentinite par quelque processus, plus tardif et probablement en grande partie indépendant de la serpentinisation de la roche ultrabasique primaire. La stéatite est, par endroits, du talc quasiment pur qui est exploité commercialement dans deux ou trois carrières. Les variétés moins pures, mieux décrites sous le vocable de roches à talc-carbonate, contiennent des montants variables de carbonate et de quartz, ce dernier se présentant en grains disséminés et en veines. Ces roches s'altèrent en surface en des couleurs brun rouille et sont plus rudes au toucher que les variétés de talc pur, gris pâle. D'autres impuretés notées dans les roches à stéatite sont un peu de magnétite, de chromite, d'amphibole et de vésuvianite.

Le schiste à chlorite (mieux connu sous le nom de «blackwall») est une roche riche en chlorite que l'on trouve à courte distance du contact de la serpentinite. Il résulte apparemment de l'altération métasomatique de la roche encaissante. Le schiste à chlorite a été trouvé principalement dans le dyke de Pennington, surtout du côté du toit, mais il n'est pas toujours présent. A part ce type d'altération, la roche encaissante semble avoir été quelque peu silicifiée et enrichie en fer au contact avec la roche ultrabasique.

Chidester (1962), dans une étude détaillée de roches ultrabasiques et des roches encaissantes adjacentes d'une partie du Vermont, a montré que la zone de schiste à chlorite est reliée au processus de stéatitisation, processus qu'il considère du même âge et génétiquement relié au métamorphisme régional.

### Pyroxénite (T3)

La pyroxénite se trouve surtout dans la région du mont Adstock où elle affleure sur les flancs nord et sud du mont. Elle forme aussi des amas circulaires ou allongés, en forme de bouchon, qu'on trouve surtout vers Saint-Daniel, suivant une ligne d'affleurements orientée nord-est, dans la serpentinite et les roches volcaniques. Dans ces dernières, la pyroxénite est cisaillée et bréchifiée de façon appréciable.

La pyroxénite est une roche moyennement à grossièrement grenue, à surface altérée grise, ou brun rouille là où de petites quantités de chromite et peut-être d'olivine sont présentes. Même si elle semble assez fraîche d'aspect, l'étude de lames minces indique que la pyroxénite est considérablement altérée. Le clinopyroxène (augite) était le constituant principal mais il est presque complètement ouralitisé. Des montants variables de bastite, pseudomorphe de l'orthopyroxène, ont aussi été trouvés. Nous n'avons pu obtenir d'estimation fiable de l'abondance relative des deux pyroxènes à cause de l'altération et de la destruction de la texture primaire. Les reliques et pseudomorphes de pyroxène se présentent dans une pâte d'antigorite feutrée avec quelques paillettes éparpillées d'amphibole.

### Gabbro (T4), microgabbro et diabase à grain fin (T6)

Les roches de composition gabbroïque forment principalement deux amas lenticulaires dans l'angle sud-ouest de notre région, soit la partie centrale du mont Adstock et une grande partie des collines Poudrier, à 3 km au sud-ouest. Plusieurs petits amas isolés de gabbro ont aussi été trouvés sur les flancs nord et sud du mont Adstock au sein des serpentinites et des roches volcaniques.

Le gabbro est équigranulaire, moyennement grenu et de couleur foncée. Localement, comme au sommet du mont Adstock, il peut être plus leucocrate s'il y a une augmen-

tation de la teneur en plagioclase ou plus mélanocrate s'il devient plus riche en hornblende. En plusieurs endroits, il y a un mélange de matériel à grain fin et grossier. Le gabbro plus grossier se présente surtout comme une phase pegmatitique en plaques ou filonnets dans le gabbro finement grenu. Dans les collines Poudrier ainsi qu'à l'est et au sud-est du mont Adstock, le gabbro est essentiellement finement grenu sur une grande surface. Il pourrait être confondu avec les volcanites basiques si ce n'était qu'il contient quelques plaques à grain grossier et qu'il passe graduellement à un gabbro à grain moyen au nord et au nord-ouest.

En lame mince, on note que le type le plus commun de gabbro est considérablement altéré. Le plagioclase et la hornblende sont les principaux constituants. Le plagioclase est de composition albitique mais, originellement, il était certainement plus calcique. Il contient de nombreuses inclusions de séricite, chlorite et clinozoïsite et, en plusieurs endroits, il est complètement détruit par l'altération. Des variétés brunes, vert olive et vert bleu de hornblende ont été identifiées. La hornblende semble en grande partie secondaire, remplaçant en partie l'augite, même si on n'a pas trouvé de reliques de ce dernier.

Parmi les microgabbros échantillonnés dans les collines Poudrier, on note un type exceptionnel, microporphyrique, et contenant de l'augite plutôt que de la hornblende. Les phénocristaux sont altérés en chlorite avec des inclusions de clinozoïsite, ce qui porte à croire que c'était originellement des plagioclases. L'augite forme environ la moitié de la pâte et ne montre aucune altération en hornblende; le plagioclase, de composition albitique, forme l'autre moitié. D'autres exemples de ce microgabbro sont pétrographiquement semblables au gabbro à grain moyen plus commun.

De nombreux dykes de diabase à grain fin et de roche basaltique recoupent les microgabbros. Ces dykes ont une largeur allant de 25 cm à 1 m et la plupart ont un pendage quasi-vertical. Les roches, altérées, consistent en une masse feutrée de cristaux aciculaires d'amphibole et de petites surfaces de forme rectangulaire, composées de quartz et chlorite, qui sont peut-être des pseudomorphes de plagioclase. Le fait que nous n'ayons observé aucun de ces dykes recoupant des roches encaissantes font penser qu'ils représentent un remplissage magmatique tardif de fractures dans la masse intrusive principale.

### Roches intrusives acides (T5)

Dans notre région, les roches intrusives acides contiennent des proportions à peu près égales de plagioclase et de microcline, ce qui leur donne une composition de monzonite quartzique. Ces roches ne sont pas abondantes. Elles forment de petits amas, en forme de bouchon, jusqu'à 150 m de diamètre, dans les roches ultrabasiques ou à proximité, ce qui semble indiquer un lien quelconque entre ces deux types de roches. Des affleurements ont été cartographiés sur la rive sud du lac à la Truite, sur l'île et à l'extrémité nord du lac du Huit et, enfin, près de la rivière Saint-Victor dans la partie nord-est de la région.

À l'affleurement, les roches ont un aspect plutôt hétérogène dû à une variation du grain, de moyen à fin, et à une distribution inégale des minéraux mafiques. Quelques-unes des surfaces les plus foncées semblent être des enclaves. Par endroits, la roche montre une faible foliation accompagnée d'une forte granulation du quartz et du feldspath.

La roche intrusive acide la plus typique est une roche porphyrique, grise, à grain moyen, dont la composition approximative (par volume) est la suivante: albite 26%, microcline 25%, quartz 30%, chlorite 10%, muscovite 8%, avec des traces de minerai de fer, de biotite, d'apatite et de zircon. Les feldspaths se présentent tous deux en phénocristaux rectangulaires ayant jusqu'à 0,5 cm d'arête. Les cristaux d'albite sont pleins de séricite au centre mais leurs bordures peuvent être claires. Des zones reliques ont été observées dans quelques cristaux, ce qui indique que les centres étaient probablement plus calciques originellement. Le microcline a une extinction ondulante et quelques cristaux montrent une distribution zonale de quartz en inclusions poecilitiques. Par endroits, il est perthitique. Le quartz se présente en mosaïque complexe et montre des signes de stress.

L'association étroite de ces roches intrusives acides avec les roches ultrabasiques fait supposer que leur intrusion représente un stade tardif de la même période d'activité ignée. Les contacts entre les roches acides et ultrabasiques n'ont été observés nulle part dans notre région. Dans la région de Thetford-Mines, Riordon (1954) n'a pas observé de zone de trempe au contact de ces deux types de roches.

### Basaltes à coussinets, brèches volcaniques et hyaloclastites (T7)

Au sommet du complexe ophiolitique de Thetford-Mines, on observe des roches volcaniques formées d'une alternance d'épanchements de lave à coussinets et de brèches volcaniques, en bancs de 5 à 30 mètres d'épaisseur. Il y a aussi quelques couches d'hyaloclastites. Les principaux affleurements sont situés au sud du mont Adstock et de la colline Poudrier. Les coussinets ont des formes quasi-parfaites qui, dans tous les affleurements, rendent facile la détermination de la partie supérieure des coulées. La matrice des coussinets a la même composition minéralogique (Laurent et Hébert, 1976).

Les coulées, en coupe fraîche, varient du vert pâle au gris verdâtre. Presque toutes sont porphyriques et à grain fin. Les phénocristaux d'une chlorite pseudomorphe du pyroxène mesurent jusqu'à 3 mm de diamètre. On observe aussi dans les coussinets, des varioles contenant des cristaux d'épidote et d'actinote dans une matrice de chlorite ou des cristaux de chlorite dans une pâte riche en actinote et épidote (Laurent et Hébert, 1977). Ces varioles mesurent de 1 à 10 mm de diamètre en moyenne. Souvent, il y a passage des roches volcaniques à coussinets, à des brèches volcaniques et à des tufs avec une stratification peu

ou pas apparente. Les fragments des brèches, de composition basaltique, sont anguleux et grossiers dans une pâte compacte formée de petits fragments de basalte et de verre recristallisé. Nous croyons que la majorité de ces brèches volcaniques résultent d'explosions dues aux gaz (brèches pyroclastiques) et, quelques-unes, de l'implosion et de la fragmentation des coussinets (brèches hyaloclastiques).

Il n'y a pas de roche sédimentaire interstratifiée avec les roches volcaniques à l'exception de la partie supérieure de la séquence où il y a passage, souvent graduel, des brèches pyroclastiques aux brèches à pâte argileuse de la formation de Saint-Daniel (D2). On observe aussi plusieurs dykes de diabase à grain fin, de kératophyre et d'une roche présentant une texture et une composition semblables aux roches volcaniques de la série ophiolitique. Ces dykes font un angle fort avec la stratification et ils suivent une direction générale de NNE à ENE.

Sous le microscope, dans deux lames minces de roche volcanique à coussinets, on note une texture intersertale divergente. La roche se compose comme suit: de 1 à 7% de phénocristaux d'albite et de quartz dans une pâte composée de 60 à 80% de microlites d'albite, de 5 à 25% de cristaux aciculaires d'actinote, de 3% de quartz, de 1 à 7% de chlorite, de 0 à 3% d'épidote et jusqu'à 3% de pyrrhotine. Ces minéraux sont les constituants essentiels mais il y a aussi un peu de sphène et quelques cristaux de zircon. Deux autres lames minces laissent voir de 50 à 70% d'actinote, de 25 à 45% de chlorite, de 1 à 3% de quartz et de feldspath, 2% d'un aggrégat microcristallin brun et, en quantité accessoire, des carbonates, du zircon, de la clinozoïsite et des minéraux opaques. Dans ces dernières lames minces, la chlorite est pseudomorphe de phénocristaux de pyroxène; on la rencontre aussi dans la pâte entre les cristaux d'actinote.

Pour une description complète des roches volcaniques du complexe ophiolitique de Thetford-Mines, nous vous référons aux travaux de Laurent et Hébert (1977).

### ANALYSE STRUCTURALE

Le dyke de Pennington et son prolongement dans les Schistes de Bennett souligne l'emplacement d'une faille de charriage, croyons-nous. En effet, ce feuillet de serpentinite fortement cisaillée marque généralement le contact entre deux faciès très distincts des Schistes de Bennett (B1A-B2). Ajoutons que trois phases de plissement ont affecté cette faille. La première est responsable d'une schistosité subparallèle à la stratification et de plis mésoscopiques présentant des orientations différentes. La deuxième phase a produit des plis couchés orientés NW-SE. Ces plis, visibles aux échelles mésoscopique et macroscopique, ont une schistosité axiale très pénétrante. La dernière phase de plissement a produit deux systèmes de plis orthogonaux. Ces plis ouverts sont observés à l'échelle de l'affleurement et à l'échelle de la carte. Orientés NE-SW et NW-SE, ces plis droits n'ont pas de clivage axial (carte 2035 A).

La partie du complexe ophiolitique de Thetford-Mines affleurant dans la région étudiée, au sud du lac à la Truite, présente des pendages subverticaux ou fortement inclinés vers le SE ou le NW. Les roches volcaniques dessinent en surface un synclinal et un anticlinal serrés avec une plongée quasi verticale. Les pyroxénites, les gabbros, les microgabbros et les intrusions acides sont interprétés comme des blocs de quelques mètres à plusieurs kilomètres de longueur au sein de la serpentinite. Un tel assemblage est désigné par le terme de mélange ophiolitique (Kansser, 1974). Ajoutons que le «mélange ophiolitique» et les roches volcaniques affleurant au sud du lac à la Truite sont répétés par imbrication.

### ÂGE

La position structurale des roches ultrabasiques et du complexe ophiolitique ne nous permet pas d'en établir l'âge relatif. Toutefois, il semble hors de doute que ces roches ont subi les mêmes déformations que les autres roches de la région.

Les âges absolus sur des amphibolites associées au complexe ophiolitique et au dyke de Pennington ont donné 551,9 Ma (Laurent & Vallerand, 1974). Cet âge absolu situerait ces roches au Cambrien moyen.

## Formation de Saint-Daniel (D2 à D8)

### NOMENCLATURE

Nous proposons le nom de Formation de Saint-Daniel pour désigner cette séquence de lutites et de rudites qui affleure entre les groupes de Caldwell et de Magog. On y trouve aussi un peu d'arénite. Riordon (1954) emploie l'expression Groupe de Coleraine pour désigner les roches volcaniques du complexe ophiolitique de Thetford-Mines et les brèches observées dans la région de Thetford-Mines — Black-Lake. Il laisse entendre que le terme a été introduit par R. Harvie dans un rapport non publié de la Commission géologique du Canada, pour représenter toutes les roches volcaniques de la région de Thetford-Mines. Riordon considère le Groupe de Coleraine en discordance sur le Caldwell.

Depuis Mackay (1921), tous les observateurs ont considéré les lutites et les rudites comme appartenant à la série de Beauceville de l'Ordovicien moyen. On croit maintenant qu'elles sont du Cambro-Ordovicien et probablement recouvertes en discordance par la Formation de Beauceville. Aussi, dans les régions étudiées, une faille majeure de charriage sépare les roches de la Formation de Saint-Daniel des couches du Groupe de Caldwell.

### NATURE ET DISTRIBUTION

La Formation de Saint-Daniel, telle que nous la définissons, comprend surtout des rudites à pâte gréseuse ou argileuse, des schistes ardoisiers et des phyllades gris ou verts et un peu d'arénite. Localement, les schistes ardoisiers et les phyllades recèlent des interlits minces de siltstone et quelques lits de dolomie.

Dans cet assemblage de roche, nous avons reconnu cinq membres principaux, à savoir: brèches à pâte argileuse (D2); grès feldspathiques et conglomérat à matrice gréseuse (D3); grès impur (D4); schiste ardoisier et phyllade gris et vert recélant localement des interlits minces de siltstone et quelques lits de dolomie (D5); phyllade à rhomboèdres, phyllade gris et vert et siltstone (D6).

Les assises de la Formation de Saint-Daniel affleurent dans une bande de direction nord-est, de 1,5 à 5 km de largeur, qui passe par Saint-Daniel, dans la partie sud-ouest des régions à l'étude et par la vallée qui emprunte localement la rivière Saint-Victor dans le secteur nord-est de la région de Saint-Victor. D'autres affleurements de brèches à pâte argileuse soulignant le contact Caldwell — Rosaire (cartes 2035 A et C) sont attribués au Saint-Daniel.

## LITHOLOGIE

### Brèche à pâte argileuse (D2)

Des couches continues de brèche sont observées dans la Formation de Saint-Daniel. Nous avons déjà cité des brèches semblables lors de notre discussion sur le Groupe de Caldwell.

Les fragments des brèches sont de taille et de composition variables: de nombreux petits fragments (1 à 10 cm) de shale gris foncé et verts, de siltstone, de siltstone dolomitique; des fragments de grès feldspathiques et d'orthoquartzite d'un diamètre variant de 5 cm à plus de 20 mètres; de gabbro, de roches volcaniques, de serpentinite et des roches pyroclastiques felsiques de quelques mètres à plusieurs kilomètres de longueur. Les éléments mal triés et anguleux sont empilés dans une pâte constituée d'une alternance de phyllade gris foncé et vert, en lits de 1 à 5 cm.

Les éléments de roches volcaniques rencontrés dans les brèches sont identiques aux roches volcaniques du complexe ophiolitique de Thetford-Mines. Toutefois, un copeau ou un bloc de roches pyroclastiques acides d'une dizaine de kilomètres de longueur, affleurant dans la partie nord-est de la région de Saint-Victor, présente toutes les caractéristiques du «Chain Lakes Massif» (Arnold River) de l'anticlinorium «Boundary Mountain».

Les roches pyroclastiques acides peuvent être partagées en deux types d'après leur apparence externe: un tuf finement lité et une roche pyroclastique dépourvue de structures apparentes.

Les tufs finement lités laissent voir une alternance de lits, finement grenus, de 1 cm d'épaisseur et de lits de 5 mm à 1 cm d'épaisseur, caractérisés par la présence de nombreux fragments blancs. Ce sont des roches gris bleuâtre prenant des teintes brunâtres sous l'action des agents atmosphériques. Les tufs contiennent, localement, des bombes éparses de moins de 15 cm de diamètre.

Les roches pyroclastiques, dépourvues de structure apparente, peuvent facilement être confondues avec un granite finement grenu tellement la roche semble massive. Mais un examen très attentif révèle un empilement de fragments de 1 à plus de 15 cm de diamètre. À 150 m à l'ouest de la rivière Chaudière, les affleurements montrent le passage graduel d'un tuf à lapillis de composition felsique à une roche pyroclastique sans structure primaire apparente. Dans le tuf à lapillis, nous avons observé quelques fragments de gabbro et un bloc arrondi de 1 mètre de longueur de porphyre rhyolitique.

L'étude au microscope de huit lames minces de tuf acide finement lité révèle une alternance de bandes respectivement riches en feldspath-biotite et en quartz et feldspath finement grenus. Ces lamines ont de 0,15 à 3 mm d'épaisseur mais ont en moyenne 0,2 à 0,7 mm. Les minéraux essentiels sont le feldspath potassique (19-25%); le plagioclase (6-15%); le quartz (10-15%); la biotite et la muscovite (12-17%); la séricite, la chlorite et l'épidote (9-13%); et la magnétite (3-5%). Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, le leucoxène, la pyrite ou la pyrrhotine. Le feldspath potassique est soit maclé suivant les lois de Carlsbad et de Baveno, soit zoné et rempli d'inclusions de petits cristaux d'un feldspath maclé, de quartz, de biotite et de sphène. Ce feldspath potassique, d'une composition correspondant probablement à l'anorthose, occupe jusqu'à 25% des lames minces étudiées. Le plagioclase, probablement de l'albite et de l'oligoclase, se présente en gros cristaux embrouillés par la présence de séricite et de chlorite finement grenues. Il est généralement maclé suivant les lois de l'albite, du périclin et de Carlsbad. Le quartz, qui constitue de 10 à 15% de la plupart des tufs acides, est le troisième minéral en importance. Il se présente généralement en grains de 0,1 mm de diamètre. La biotite, la muscovite, la séricite et la chlorite sont aussi abondantes. La biotite se trouve sous forme de fines paillettes dans la pâte de la roche ou en inclusion dans les fedspaths.

Les quelques lames minces de roches pyroclastiques dépourvues de structure apparente laissent voir une composition minéralogique et des textures très semblables aux tufs acides finement lités.

Pour de plus amples détails sur la description pétrographique de ces roches pyroclastiques, nous vous référons à J. Dépatie (1965) qui fit une étude minéralogique des roches tufacées de la région de Beauceville.

Il y a aussi dans cet assemblage de brèches quelques lits de 1 à 30 cm d'épaisseur de grit lithique ou de conglomérat à petits fragments. Il s'agit de roches constituées au minimum de 30% de débris de roches tels que phyllade, siltstone, grès et roche ignée à albite. Les lames minces contiennent aussi de 35 à 65% de quartz, quelques grains de feldspath, de mica allochtone, de carbonate autochtone et, en quantité accessoire, du zircon et de la tourmaline alloch-

tones. Leur classement est faible et la pâte possède la composition d'un schiste ardoisier partiellement altéré en séricite et chlorite.

Il s'agit probablement de brèche mise en place par l'effet de glissement et d'écroulement dans une zone de subduction (voir St-Julien & Hubert, 1975).

### Conglomérat à matrice gréseuse et grès feldspathique (D3); grès impur (D4)

L'unité de brèche à pâte argileuse (D2) recèle, près de sa base, des lits de grès et de conglomérat à matrice gréseuse.

La roche dominante de cette unité D3 est un conglomérat ou une brèche formée essentiellement de fragments de grès feldspathiques verts empilés de façon dense. En plusieurs endroits, la roche peut facilement être prise pour un banc de grès tellement elle semble massive.

Aussi, certains affleurements laissent voir d'énormes blocs d'orthoquartzite blanc dans une matrice constituée d'un grit impur, très friable, riche en carbonate. Des affleurements représentatifs de ce conglomérat affleurent à 3 km de la limite ouest de la région de Saint-Victor, à quelque 200 m au sud de la faille majeure qui sépare le Groupe de Caldwell de la Formation de Saint-Daniel.

Dans ce membre de la Formation de Saint-Daniel, on a aussi reconnu l'existence de grès feldspathiques verts indentiques aux fragments de conglomérat que nous venons de décrire ainsi qu'aux grès feldspathiques verts du Groupe de Caldwell.

La Formation de Saint-Daniel comprend aussi quelques lits discontinus de grès impur brun, gris foncé et noir (D4). Ils sont généralement à grain moyen et se présentent en lits de moins de 3 m d'épaisseur. Cependant, l'épaisseur de plusieurs lits juxtaposés atteint par endroit une dizaine de mètres. Toutefois, sur la carte 2035 C, nous n'indiquons que la principale bande de grès impur qui, au nord du village de Saint-Daniel, dessine en surface un synclinal et un anticlinal plongeant vers le nord-est. Le quartz, le feldspath et les minéraux argileux sont les éléments constitutifs originels. Sous le microscope, les grès impurs présentent beaucoup de diversité. Le tableau 4 donne les modes de grès impurs de la Formation de Saint-Daniel. Les grains de quartz et de felspath sont subanguleux et mesurent, en moyenne, de 0,15 à 0,75 mm de diamètre mais plusieurs grains ont plus de 1,5 mm de diamètre. Les feldspaths parmi lesquels les plagioclases acides prédominent sont d'importance variable. Les fragments de roche comprennent surtout des schistes ardoisiers, des silstones et quelques grains de granite (?). Les grès contiennent aussi quelques grains détritiques de muscovite mais leur présence semble accidentelle. Leur classement est faible; la pâte primaire possède la composition d'un schiste argileux et d'un siltstone argileux évolués partiellement en chlorite, séricite et biotite.

**TABLEAU 4 – Modes des grès impurs (D4) de la Formation de Saint-Daniel (le pourcentage des minéraux présents a été calculé par la méthode de Chayes).**

| MINÉRAUX OBSERVÉS | 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|---|
| Quartz | 30 | 30 | 56 | 37 |
| Plagioclase (surtout de l'albite) | 54 | — | 5 | 7 |
| Perthite ou antiperthite | 5* | 27 | 1 | 3 |
| Fragments de roches | — | — | 1 | 1 |
| Matrice (micas, chlorite, minéraux argileux) | 3 | 41 | 35 | 50 |
| Minéraux accessoires** | T | T | T | T |
| Minéraux opaques | 8 | 2 | 2 | 2 |

* Possibilité de la présence de fragments de granite à microline.

** Surtout du zircon, de la tourmaline et de l'apatite.

1- Grès impur, noir. La graphite est le minéral opaque en quantité importante. Il y a aussi des traces d'ilménite et de leucoxène.

2- Grès impur, gris foncé. Le leucoxène est le minéral opage observé.

3- Grès impur, noir. La limonite et le leucoxène sont les minéraux opaques présents.

4- Grès impur, gris verdâtre. Les minéraux opages sont le leucoxène, l'ilménite et la pyrite.

### Schiste ardoisier et phyllade gris et vert (D5)

Les schistes ardoisiers et les phyllades sont généralement gris foncé ou verts en surface fraîche et ont une surface d'altération brune. L'épaisseur des lits varie de 1 à 50 cm, les lits les plus communs ayant de 3 à 10 cm d'épaisseur. Par endroits, la roche montre une alternance de lits de siltstone brun, de 2 à 5 cm d'épaisseur, et de schiste ardoisier ou de phyllade en série de lits de 30 cm à 1 mètre d'épaisseur. Quelques lits de schiste ardoisier ou de phyllade sont calcareux ou contiennent des lits minces de dolomie. Nous avons observé aussi quelques affleurements de calcaire dolomitique. Ces roches calcareuses sont généralement finement grenues et de couleur gris assez foncé, prenant des teintes brun pâle sous l'action des agents atmosphériques. L'épaisseur des lits varie de quelques mm à 1 mètre; les lits ont le plus souvent de 5 à 15 cm d'épaisseur.

### Phyllade à rhomboèdres; phyllade gris et vert; siltstone (D6)

La Formation de Saint-Daniel comprend deux unités de métapélites. Une de ces unités est limitée à une bande de 300 m de largeur dans la partie sud-est de la Formation de Saint-Daniel. Étant donné que les roches de ces deux membres passent graduellement de l'une à l'autre, on comprendra que la ligne de séparation est sujette à interprétation personnelle.

La bande occidentale, celle que nous venons de décrire, est formée presque exclusivement de schiste ardoisier et de phyllade gris et vert. En revanche, la bande orientale comprend, en plus des phyllades gris et verts, des siltstones blancs plaqués de rouille, des siltstones à manganèse et des phyllades à rhomboèdres de ferrodolomie. Les affleurements de phyllade gris et vert laissent voir une roche schisteuse, souvent plissée et chiffonnée et, de façon générale, il est difficile d'y discerner la stratification.

## ANALYSE STRUCTURALE

Le contact entre la Formation de Saint-Daniel et le Groupe sous-jacent de Caldwel est marqué par une faille de chevauchement (cartes 2035 B, C et G). Nous n'avons pas relevé dans le district de contact bien défini entre les roches du Saint-Daniel (D2, D8 etc...) et celles de Beauceville (M1). Cependant, un lambeau d'érosion de strates du Beauceville observé sur les assises du Saint-Daniel semble indiquer qu'une période d'érosion sépare ces deux unités stratigraphiques.

Les strates sédimentaires de la Formation de Saint-Daniel, de direction générale N42°E avec un pendage de 80° vers le NW (figure 19B), constituent un ensemble déformé dans lequel il est difficile de déterminer l'allure des lits. Toutefois, dans la moitié ouest de la région à l'étude, on a pu déterminer un synforme et un antiforme majeurs à double plongement en observant les relations entre la stratification et la schistosité ou le clivage. Ces plis plongent à un angle moyen vers le NE, au SW du lac à la Barbotte, et avec un angle faible vers le SW, un peu au NE de ce lac (figure 19C). Une étude statistique des plis au sud-est du mont Adstock est présentée sur le canevas de la figure 19D. Le plongement calculé de ces plis est de 18°NE ce qui est inférieur aux linéations $L_1^0$ observées.

Dans les roches sédimentaires, une schistosité omniprésente est quasiment parallèle à la stratification (figure 19A) et a, en partie, oblitéré cette dernière.

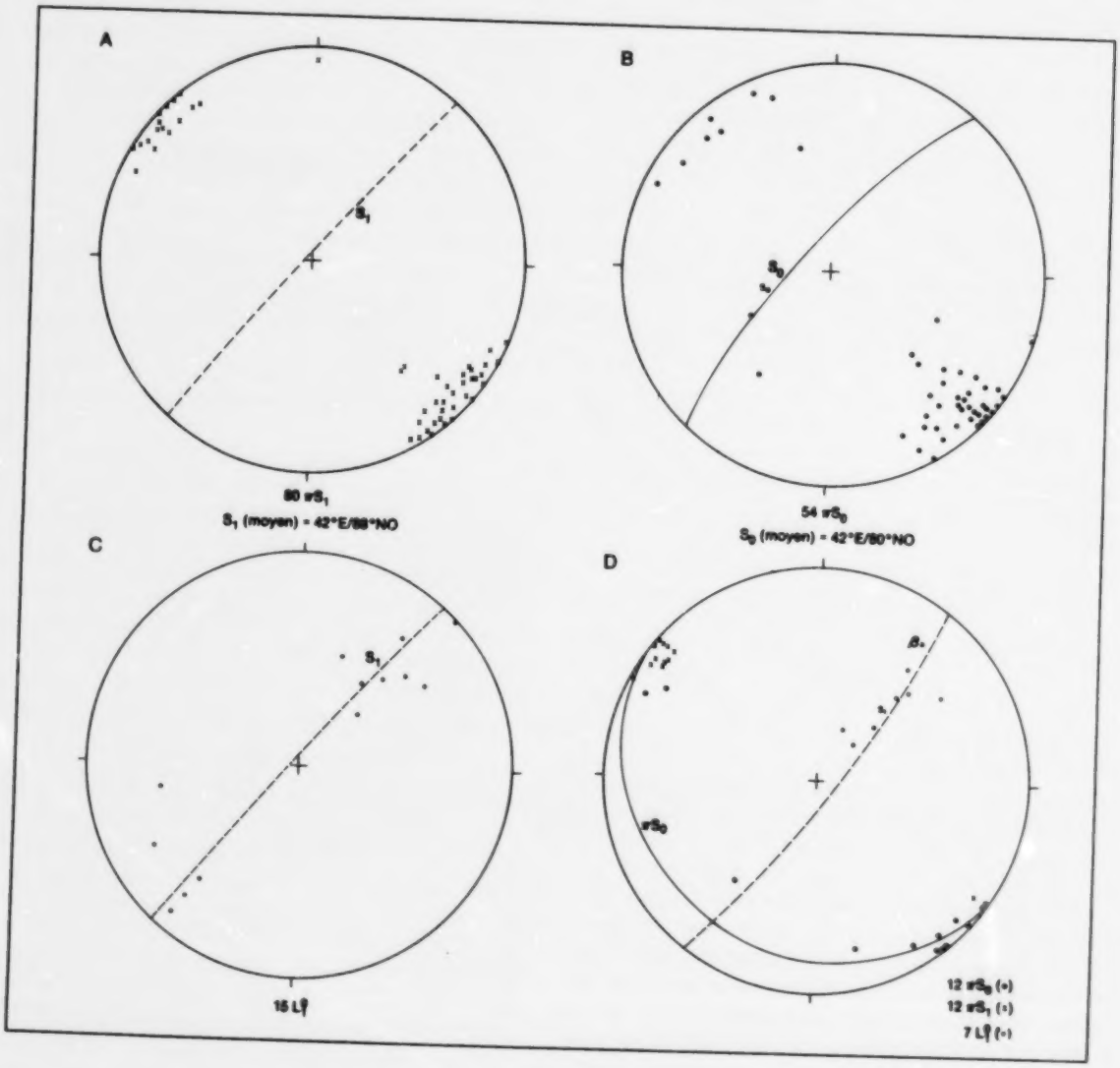



FIGURE 19 — Diagramme d'orientation d'éléments structuraux de la formation de Saint-Daniel.

Les types de linéation le plus souvent observés dans les roches sédimentaires sont des crénelures et la linéation résultant de l'intersection des plans du litage et de la schistosité.

### CORRÉLATION

Des roches semblables, envahies de roches ultrabasiques, ont été observées au nord-est des régions étudiées soit dans les régions de Beauceville (MacKay, 1921), de Saint-Sylvestre et de la moitié ouest de Saint-Joseph (Benoit, 1958), du lac Etchemin (Tolman, 1936), de Sainte-Justine (Gorman, 1954) et de Saint-Magloire et de Rosaire-Saint-Pamphile (Béland, 1957).

Au sud-ouest des régions étudiées, la lithologie de la Formation de Saint-Daniel présente plusieurs similarités avec une partie de la Formation de Brompton de la région d'Orford-Sherbrooke (P. St-Julien, 1963). En effet, les membres de phyllade, de brèche à matrice argileuse de la Formation de Brompton qu'on observe au voisinage des lacs Montjoie, Brompton et Fraser et à l'est des lacs Stukely et Orford ressemblent beaucoup lithologiquement aux roches de la Formation de Saint-Daniel. Cet assemblage de brèche et de phyllade se suit jusqu'à la frontière internationale à l'ouest du lac Memphrémagog. Aussi, à l'est du lac Bowker, des brèches et des phyllades avec des interlits de roches vertes sont sans doute des roches contemporaines des assises du Saint-Daniel.

### ÂGE

Tel que dit plus haut, dans la région étudiée, une faille majeure sépare la Formation de Saint-Daniel du Groupe sous-jacent de Caldwell et il semble que la Formation de Beauceville, de l'Ordovicien moyen, repose en discordance angulaire sur la Formation de Saint-Daniel.

Ainsi, pour le moment, nous ne pouvons qu'inférer un âge cambro-ordovicien pour la Formation de Saint-Daniel.

## Brèches (6)

Une bande de brèches, de 75 à 150 mètres de largeur, affleure tout autour des métagrès du dôme de Bécancour (C1A), au sud-ouest du lac du Huit. Ce sont des brèches monogéniques formées de blocs anguleux de grès très schisteux, empilés de façon compacte dans une pâte à éléments grossiers de même composition. Les débris de métagrès du Caldwell, en maints endroits, semblent pouvoir être rapprochés et recollés comme les pièces d'un casse-tête. Ces brèches ont une position indépendante de la stratification qu'elles recoupent localement avec un angle fort. Il est intéressant de noter que la mise en place des brèches est sans aucun doute ultérieure aux plissements qui ont affecté les assises du Caldwell, du Saint-Daniel et du complexe ophiolitique. Nous attribuons ces brèches aux failles normales qui délimitent le dôme de Bécancour.

## Groupe de Magog (M1, V1 à V7)

### NOMENCLATURE

Richardson (1866) fut le premier à mentionner la présence, près de Magog, de blocs erratiques de schiste ardoisier contenant des graptolites. Plus tard, Ells a découvert des graptolites en place, à l'ouest du lac Memphrémagog et, en 1886, il a donné la liste de ces graptolites d'après l'identification de Lapworth.

Ami (1900) a nommé «Formation de Magog» des roches ayant le caractère général des schistes ardoisiers noirs et des calcaires de Farnham. Il faisait une corrélation entre les formations de Farnham et de Magog et les schistes argileux du Normanskill de l'État de New-York. Dresser (1925) introduisit le terme «Conglomérat de Magog» pour désigner les conglomérats qui affleurent en différents endroits dans les schistes ardoisiers et les phyllades, non loin de la cité de Magog. Il leur a assigné un âge ordovicien. La plus grande partie de ces conglomérats sont dans la Formation de Saint-Daniel tel que nous la définissons. Il y a eu plus grande confusion lorsque Clark (1934) a employé l'expression «Magog slates» pour désigner, à l'ouest du lac Memphrémagog, une épaisse série de «mudstones» recouvrant sa Formation de Mansonville.

En 1921, Mackay présentait ses résultats d'études faites le long de la rivière Chaudière, près de Beauceville. Dans cette région remarquable pour ses sables aurifères, Mackay a concentré surtout ses travaux sur la topographie et les dépôts superficiels et c'est presque par hasard qu'il nomme et décrit le Beauceville. Il ne fait pas mention de l'épaisseur et des traits structuraux de cette unité stratigraphique. Cependant, si l'on tient compte des connaissances acquises à l'époque, ses données sur le Beauceville sont relativement plus complètes que celles sur la Formation de Magog. Bien que Mackay n'ait pas trouvé de fossiles dans le Beauceville, il suggère tout de même qu'il est de l'Ordovicien.

Nos travaux des dernières années démontrent que le Beauceville de Mackay (1921) se rattache au Magog de Ami (1900) et qu'il est de l'Ordovicien moyen. Étant donné que le terme «Magog» comporte une priorité sur celui de «Beauceville» et que la section stratigraphique décrite par Mackay (1921) — entre les rivières Famine et des Plantes — est constituée presque exclusivement des lits inférieurs de la séquence, nous employons Formation de Beauceville pour désigner la séquence inférieure des roches du Groupe de Magog. Aussi, nous introduisons le terme Formation de Saint-Victor pour désigner les lits supérieurs du Groupe de Magog.

## NATURE ET DISTRIBUTION

Le Groupe de Magog constitue la roche de fond de presque le tiers des régions étudiées. Les couches sédimentaires de ce groupe sont particulièrement bien exposées le long de la route secondaire qui passe à environ 1 500 m à l'ouest de Saint-Victor-de-Beauce et du lac aux Cygnes (cartes 2035 B, C, D, et G).

Les roches du Groupe de Magog sont divisées en deux unités stratigraphiques, à savoir: les formations de Beauceville et de Saint-Victor. La Formation de Beauceville (M1), formée d'une alternance de schiste ardoisier graphiteux, d'arénites tufacées, de tuf acide et de chert, est limitée à une bande de 550 m de largeur dans la partie ouest de la région et elle s'étend sur une largeur d'environ 7 km le long de la rivière Chaudière. La partie sud-est de la région est occupée par la Formation de Saint-Victor (V1 à V7), une séquence flyschique formée d'une alternance de schiste ardoisier et de grès lithiques avec quelques lits importants de tufs acides.

## SÉQUENCE STRATIGRAPHIQUE

Les roches du Groupe de Magog forment un synclinorium plongeant vers le SW à un angle faible et les assises sédimentaires du Groupe de Saint-François ont chevauché ce synclinorium vers le NW, au point que seul son flanc NW perce à la surface.

Du nord au sud, les strates se succèdent des plus anciennes aux plus jeunes et on rencontre, dans l'ordre, les formations de Beauceville et de Saint-Victor. La Formation de Beauceville (M1) est formée d'une alternance de schiste ardoisier graphiteux, d'arénites tufacées, de tufs acides et de chert. La Formation de Saint-Victor est, en grande partie, constituée d'une séquence de schiste ardoisier avec des interlits de grès lithique (V1 à V4); elle comprend aussi quelques bancs de conglomérat (V6). Au sommet, la Formation de Saint-Victor comprend des schistes ardoisiers avec lits minces (2 à 5 cm) de siltstone intercalés et de quelques lits de grès lithique (V7) et de tuf felsique (V5).

La connaissance de la séquence des lits nous a permis d'établir la colonne stratigraphique des formations de Beauceville et de Saint-Victor. Cette colonne, présentée à la figure 20, montre bien la distribution des unités lithologiques des formations ainsi que leur épaisseur.

### Formation de Beauceville (M1)

#### *Généralités*

Les plis dans les assises du Groupe de Magog sont relativement simples et plongent vers le SW à un angle faible. De ceci résulte que la bande de roche de la Formation de Beauceville, d'une épaisseur de 550 m au nord-ouest de Saint-Victor, s'étend sur une largeur d'environ 7 km le long de la rivière Chaudière. Cette largeur représente plusieurs fois la puissance réelle de la formation à cause des nombreux plis qui l'ont affectée.

#### *Lithologie*

Dans la région sous étude, la Formation de Beauceville comprend des schistes ardoisiers graphiteux interstratifiés avec des arénites tufacées, des tufs felsiques et du chert (M1).

Les schistes ardoisiers, les tufs acides et les arénites à éléments pyroclastiques de la Formation de Beauceville montrent une alternance. Une coupe type présente des bancs de tuf felsique et d'arénites pyroclastiques de 1 à 8 m d'épaisseur alternant avec des couches de schiste ardoisier de 1 m à plus de 30 m d'épaisseur. Chaque banc de tuf et d'arénite est constitué d'une série de lits de 2 cm a 1 m d'épaisseur. La majorité des lits montrent un granoclassement alors que dans quelques lits, le classement des grains n'est pas marqué.

Les schistes ardoisiers sont colorés en noir par du graphite. Ils contiennent aussi des cristaux de pyrite et souvent ils sont plaqués de rouille. Quelques lits renferment des graptolites bisériés; d'autres contiennent une quantité appréciable d'éléments pyroclastiques pour ainsi mériter le nom de «pélite cinéritique acide». Ces dernières contiennent de 10 à 15% de cristaux d'albite et quelques cristaux isolés de quartz automorphe dans une pâte formée d'un mélange de schiste ardoisier et de cinérite. Ce sont des roches gris foncé altérées en gris brunâtre.

Les tufs acides sont des roches gris pâle, généralement en lits de 2 cm à 1 m d'épaisseur. Des séries de lits de tuf forment, dans les schistes ardoisiers, des bandes qui mesurent plus de 8 m de largeur. L'altération météorique a recouvert les affleurements de tuf d'une croûte blanche de 1 à 10 mm d'épaisseur. De plus, dans bien des cas, elle a mis en relief le rubanement de ces roches. Les tufs présentent une granulométrie variable. Nous les avons classés selon la proportion d'éléments vitreux, cristallins ou rocheux qu'ils contiennent (tableau 5). Les cinérites rhyolitiques (écht. 1, 4 et 6) sont des roches hyalines homogènes dans lesquelles flottent quelques cristaux de quartz corrodé et d'albite maclée. Les tufs rhyolitiques à cristaux (écht. 3, 5 et 7) offrent un empilement de cristaux d'albite maclée et de quartz automorphe, de 0,75 à 2,5 mm de diamètre, dans une pâte d'albite et de quartz finement grenus. Le passage des cinérites aux tufs rhyolitiques à cristaux a lieu par les cinérites rhyolitiques à cristaux. Ces roches sont caractérisées par une texture porphyroïde due à la présence de gros cristaux d'albite et de quartz dans une pâte microgrenue quartzofeldspathique, produit de la cristallisation tardive d'un ancien verre.

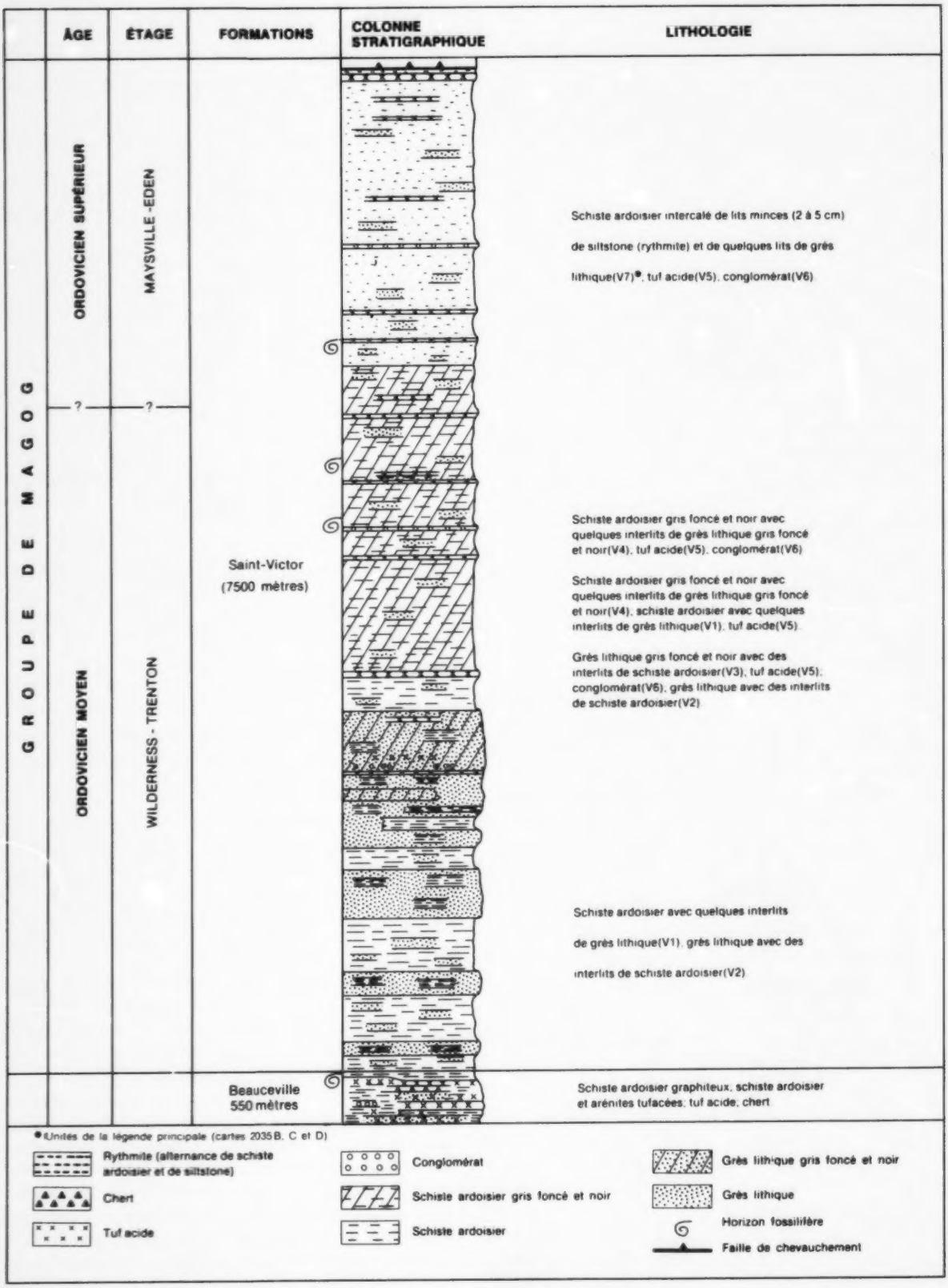



FIGURE 20 — Colonne stratigraphique synoptique du Groupe de Magog.

**TABLEAU 5 – Modes des roches pyroclastiques de la Formation de Beauceville. (Le pourcentage des minéraux présents a été calculé à l'aide de la platine d'intégration de Chayes).**

| MINÉRAUX OBSERVÉS | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Phénocristaux | Albite | 15 | 14 | 35 | 22 | 46 | 35 | 28 |
| | Quartz | 9 | 1 | 20 | 5 | 5 | 10 | — |
| Fragments de roches volcaniques* | | — | T | 5 | T | 6 | 8 | 22 |
| Fragments de roches sédimentaires** | | — | T | 3 | — | — | — | — |
| Pâte | Quartz et feldspaths finement grenus | 70 | 84 | — | 66 | 37 | — | — |
| | Séricite | 2 | — | 34 | 3 | 2 | 47 | 49 |
| | Chlorite | 1 | — | — | 2 | — | — | — |
| | Epidote | 1 | — | 1 | — | 1 | — | — |
| | Calcite | T | — | — | T | 1 | — | — |
| | Minéraux argileux | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | T | T |
| Minéraux accessoires | | T | T | T | T | — | — | T |
| Minéraux opaques | | 1 | T | 1 | 1 | T | T | 1 |

* Surtout fragments de kératophyre.

** Surtout fragments de schiste argileux et de siltstone. Comprend les minéraux argileux évolués en phyllosilicates.

1- Cinérite rhyolitique à cristaux.
2- Pélite cinéritique, acide.
3- Tuf rhyolitique à cristaux ou arénite pyroclastique?
4- Cinérite rhyolitique à cristaux.
5- Tuf rhyolitique à cristaux.
6- Cinérite rhyolitique à cristaux ou arénite pyroclastique?
7- Tuf rhyolitique à cristaux et à lapillis ou arénite pyroclastique?

Certaines roches de la Formation de Beauceville sont problématiques, c'est-à-dire qu'elles représentent soit des dépôts remaniés de matériaux pyroclastiques (arénites pyroclastiques), soit des dépôts primaires consolidés résultant d'une précipitation directe des particules de pluies de cendres et lapillis (tufs rhyolitiques à cristaux et à lapillis). Ces roches à grain moyen et grossier sont blanches en surface altérée. Dans les faciès à grain grossier, le diamètre de la plupart des grains de felspath et de quartz va de 0,5 à 5 mm et la taille des fragments de roches volcaniques varie de 2 à 25 mm. Les arénites pyroclastiques ou les tufs rhyolitiques à cristaux et à lapillis sont caractérisés par de nombreux fragments anguleux de feldspaths blancs et des lamelles blanches dans une pâte argileuse gris foncé. Il y a aussi, dans les faciès à grain grossier, quelques flocons de schiste ardoisier ayant jusqu'à 50 mm de longueur. Les deux lames minces étudiées (écht. 3 et 7) révèlent des cristaux d'albite anguleux, maclés suivant les lois de l'albite, du péricline et de Carlsbad. Le matériel formant les lamelles est à grain fin et semble être constitué, en grande partie, de feldspath. Nous croyons que ces lamelles sont des fragments de roches volcaniques acides. Il s'agit donc de roches constituées de 5 à 25% de débris de roche volcanique acide finement grenue, de 25 à 35% de cristaux d'albite embrouillés par la présence de fines lamelles de séricite, et d'une quantité inférieure à 20% de cristaux de quartz échancrés. Le ciment formé à l'origine de cendre et de matériaux argileux est maintenant altéré en micas, chlorite, et en quartz et feldspath finement grenus.

Intercalés avec les tufs acides, les schistes ardoisiers et les arénites tufacées il y a, localement, des lits de chert de 2 à 50 cm d'épaisseur. Ce sont des roches grises prenant des teintes blanches ou jaunâtres sous l'action des agents atmosphériques.

## Formation de Saint-Victor (V1 à V7)

### *Généralités*

Nous proposons le nom de Formation de Saint-Victor pour désigner cette séquence à turbidites formée de schiste ardoisier avec interlits de grès feldspathique, de tuf acide et de conglomérat qui constitue la majorité du Groupe de Magog.

Les assises de la Formation de Saint-Victor forment la roche de fond d'environ 40% de la région à l'étude. Les roches de cette unité stratigraphique sont particulièrement bien exposées le long de la route secondaire qui passe à environ 1 500 m au sud-ouest de Saint-Victor et du lac aux Cygnes.

### *Lithologie*

Les schistes ardoisiers et les grès de la Formation de Saint-Victor se présentent en cinq arrangements, à savoir: des schistes ardoisiers avec quelques interlits de grès lithique (V1); des grès lithiques avec des interlits de schiste ardoisier (V2); des grès lithiques gris foncé et noirs avec des interlits de schiste ardoisier gris foncé et noir (V3); des

schistes ardoisiers gris foncé et noirs avec quelques interlits de grès lithique gris foncé et noir (V4); et des schistes ardoisiers avec intercalation de lits minces de siltstone et de grès lithique (V7). On voit aussi, dans cette formation, des lits de tuf acide (V5) et quelques couches de conglomérat (V6).

*Schiste ardoisier avec quelques interlits de grès lithique (V1)*

Les schistes ardoisiers sont des roches gris foncé qui, sous l'action des agents atmosphériques, présentent une altération brune. La plupart des affleurements de schiste ardoisier contiennent des lits minces de siltstone argileux. Un affleurement typique laisse voir des lits de schiste ardoisier de 25 à 75 cm d'épaisseur alternant avec des lits de siltstone argileux de 2 cm d'épaisseur. Ces derniers présentent des structures sédimentaires telles des granoclassements, des stratifications entrecroisées, des structures en flammes, des empreintes de charge, etc... Le clivage ardoisier est bien développé dans ces roches. Il est à noter que les grains de pyrite sont rares dans les schistes ardoisiers de la Formation de Saint-Victor, tandis qu'ils constituent un minéral métallique important des schistes ardoisiers de la formation sous-jacente de Beauceville.

Les quelques lits de grès lithiques interstratifiés avec les schistes ardoisiers sont communément brunâtres. Ces grès se présentent en bancs de 25 cm à 3 m d'épaisseur. Nous verrons la pétrographie de ces grès au chapitre qui suit.

*Grès lithiques avec des interlits de schiste ardoisier (V2)*

Les grès lithiques représentatifs sont à grain moyen ou grossier et bien lités. Ils se présentent généralement en lits de 75 cm à 3 m d'épaisseur séparés par des interlits de schiste ardoisier de la même épaisseur ou d'une puissance supérieure. En plusieurs endroits, les grès deviennent assez grossiers pour mériter le nom de «grits», ceux-ci ayant des grains de 1 à 3 mm de diamètre. Les grès lithiques sont généralement gris brunâtre mais plusieurs lits sont gris foncé et même noirs. Comme le montre le tableau 6, il s'agit de grès lithiques constitués de fragments de quartz, de feldspath et de débris provenant de la désagrégation de grès, de siltstone, de schiste argileux et de roches volcaniques. Ce sont des grès à matrice argileuse, qui présentent une sédimentation rythmique. Plusieurs lits montrent un granoclassement. La pâte, un schiste ardoisier, est faite d'une poussière de particules de quartz, de feldspath, de micas, de chlorite et de carbonates. Ces roches de teinte sombre et mal classées représentent sans doute des grauwackes selon la classification de R.L. Folk (1954) ou des grauwackes subfeldspathiques à grains lithiques d'après la nomenclature de Williams, Turner et Gilbert (1955).

Les schistes ardoisiers interstratifiés avec les grès lithiques sont des roches gris foncé qui prennent des teintes brunâtres sous l'action des agents atmosphériques. Le clivage ardoisier y est bien développé.

**TABLEAU 6 – Modes des grès lithiques (V2) de la Formation de Saint-Victor. (Le pourcentage des minéraux a été calculé à l'aide de la platine d'intégration de Chayes).**

| MINÉRAUX OBSERVÉS | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Fragments | Quartz | 39 | 40 | 26 | 25 | 36 | 17 |
| | Feldspath* | 5 | 3 | 2 | 2 | 3 | 3 |
| | Grains lithiques** | 13 | 16 | 25 | 9 | 28 | 12 |
| Matrice | Quartz et feldspaths | — | — | — | — | — | 49 |
| | Micas | 43 | 38 | 46 | 64 | 33 | 19 |
| | Chlorite | — | — | — | — | — | — |
| | Carbonates | — | 3 | — | — | — | — |
| Accessoires | Picotite? allogène | T | — | T | — | — | — |
| | Zircon allogène | T | T | T | T | T | T |
| | Tourmaline et apatite authigènes | T | T | T | T | — | T |
| Graphite, pyrite, limonite, leucoxène | | T | T | 1 | T | T | T |

* Surtout plagioclases sodiques.

** Fragments de grès, siltstone, schiste ardoisier et roches volcaniques.

1- Grès lithiques à grain fin (grauwacke). Les grains de picotite (?) sont enveloppés de chlorite et certains grains lithiques semblent être formés de serpentinite.

2- Grès lithiques à grain moyen (grauwacke). La pâte est un schiste ardoisier légèrement carbonaté.

3- Grès lithique à grain moyen (grauwacke).

4- Grès lithique à grain moyen (grauwacke). Contient des grains allogènes de plagioclase et de perthite ou d'antiperthite.

5- Grès lithique à grain très grossier (grauwacke).

6- Grès lithique à grain très grossier (grauwacke).

*Grès lithiques gris foncé et noirs avec des interlits de schiste ardoisier (V3)*

Encore ici, la sédimentation rythmique est prédominante. Elle se traduit par des alternances de grès lithique et de schiste ardoisier. Les lits de grès mesurent de 50 cm à 3 m d'épaisseur, les plus communs ayant de 1 à 2 m d'épaisseur. Plusieurs lits laissent voir un granoclassement. Les interlits de schiste ardoisier affleurent généralement en bancs de 20 cm à 6 m d'épaisseur.

Il est normal de rencontrer dans ces faciès de roches gris foncé et noires, des assemblages de grès lithique et de schiste ardoisier identiques à ceux que nous venons de décrire. Et, comme ces différents assemblages passent graduellement de l'un à l'autre, on comprendra que les lignes de séparation sont arbitraires et sujettes à interprétation personnelle. Sous le microscope, la différence entre les grès lithiques (V2) et les grès lithiques gris foncé et noirs (V3) réside en ce que les grains de quartz et de feldspaths sont en quantité légèrement supérieure dans ces derniers. En revanche, les grains lithiques sont un peu plus nombreux dans les grès lithiques que dans les grès gris foncé et noirs.

Les grès gris foncé et noirs sont des roches généralement à grain fin et moyen formés de quartz, de feldspaths et de grains lithiques dans une pâte argileuse, gris foncé ou noire; certains niveaux sont graphiteux. Les grès gris foncé et noirs ont un classement faible et le ciment primaire possède la composition d'un schiste ardoisier formé principalement de lamelles de séricite et de chlorite et aussi de quartz et de feldspath très finement pulvérisés (tableau 7). Les grains de quartz sont anguleux et, en général, d'origine métamorphique. Les feldspaths — des plagioclases acides — sont souvent maclés et sont associés à des fragments de schiste ardoisier, de siltstone, de grès et de roches volcaniques et ignées à albite. Localement, il y a aussi quelques fragments de fossiles.

L'étude au microscope des grès lithiques (écht. 1 à 7) de la Formation de Saint-Victor révèle des grains brun foncé, opaques en nicols croisés, qui rappellent la picotite. Ces grains sont enrobés d'une chlorite présentant une couleur d'interférence bleu de Prusse. Aussi, certains fragments sont formés essentiellement d'une chlorite qui montre une couleur d'interférence gris pâle rappelant celle des minéraux de serpentine. Ces grains allogènes présentent un intérêt particulier puisqu'ils proviendraient de la désintégration des roches ultrabasiques. Nous pouvons en déduire qu'une discordance d'érosion sépare le Groupe de Magog du complexe ophiolitique de Thetford-Mines. Puisque le Groupe de Magog date de l'Ordovicien moyen, la mise en place des roches ultrabasiques remonte, probablement, à l'Ordovicien inférieur ou au Cambrien. Il est intéressant d'ajouter que Béland (1957) rapporte la présence de grains clastiques de chromite dans les grès de son «Groupe de Frontière» lequel est probablement l'équivalent stratigraphique d'une partie du Groupe de Magog.

**TABLEAU 7 — Modes des grès lithiques gris foncé et noirs (V3) de la Formation de Saint-Victor. (Le pourcentage des minéraux présents a été calculé par la méthode de Chayes).**

| MINÉRAUX OBSERVÉS | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Fragments | Quartz | 43 | 42 | 38 | 46 | 35 | 40 | 34 |
| | Feldspaths* | 5 | 8 | 6 | 5 | 3 | 4 | 4 |
| | Grains lithiques** | 4 | 14 | 12 | 19 | 12 | 7 | 23 |
| Matrice | Quartz et feldspaths | — | — | — | — | — | — | — |
| | Micas | 47 | 36 | 44 | 30 | 48 | 49 | 36 |
| | Chlorite | — | — | — | — | — | — | — |
| | Carbonate | 1 | — | T | — | — | T | 4 |
| Accessoires | Picotite? allogène | — | — | — | T | T | — | — |
| | Zircon allogène | T | T | T | — | T | T | T |
| | Tourmaline et apatite authigènes | T | T | T | T | — | — | T |

Graphite, pyrite, limonite, leucoxène

* Surtout plagioclases sodiques.

** Fragments de schiste ardoisier, siltstone, grès, roches volcaniques et ignées à albite.

1- Grès lithiques, gris foncé, à grain moyen (grauwacke ou grauwacke quartzifère). Le carbonate est probablement de la ferrodolomie.

2- Grès lithique, gris foncé, à grain moyen (grauwacke ou grauwacke à grains lithiques). La pâte contient quelques grains de vermiculite.

3- Grès lithique, gris foncé, à grain moyen (grauwacke ou grauwacke à grains lithiques).

4- Grès lithique, gris foncé, à grain grossier (grauwacke ou grauwacke subfeldspathique à grains lithiques).

5- Grès lithique, gris foncé, à grain moyen (grauwacke ou grauwacke subfeldspathique à grains lithiques). Les grains allogènes de picotite? sont enveloppés dans une chlorite bleue. Les minéraux opaques sont représentés, surtout, par du graphite et du leucoxène.

6- Grès lithique, noir, à grain fin (grauwacke ou grauwacke subfeldspathique à grains lithiques).

7- Grès lithique, gris foncé, à grain très grossier (grauwacke ou grauwacke subfeldspathique à grains lithiques).

Les schistes ardoisiers sont gris foncé ou noirs. Ils présentent généralement un clivage bien défini. Toutefois, une partie de ces schistes ardoisiers offre des cassures irrégulières et, dans bien des cas, il est plutôt facile de briser la roche suivant les plans de la stratification.

*Schiste ardoisier gris foncé et noir avec quelques interlits de grès lithique gris foncé et noir (V4)*

Il s'agit ici de roches identiques à celles que nous venons de décrire (V3); seulement, ici, les lits de schiste ardoisier sont beaucoup plus épais et plus nombreux que les lits de grès. Une coupe typique laisse voir des lits de grès de 50 cm à 3 m d'épaisseur alternant avec des couches de schiste ardoisier de 15 à 30 mètres d'épaisseur. Au sud du lac aux Cygnes (carte 2035 D), des schistes ardoisiers noirs contiennent des graptolites de la partie supérieure de l'Ordovicien moyen (Berry, communication écrite).

*Tufs acides (V5)*

Dans la partie supérieure de la Formation de Saint-Victor, on rencontre des lits relativement résistants de tuf acide.

La roche ainsi dénommée est jaunâtre en surface altérée et grise en surface fraîche. Elle se présente en bancs de 1 à 20 m d'épaisseur; les bancs ont le plus souvent une épaisseur de 3 à 8 m. Chaque banc est constitué d'une série de lits de 2 cm à 2 m d'épaisseur, les lits les plus épais étant observés dans les faciès à grain grossier. Il est à noter que les bancs de tuf acide présentent des lits à grain grossier, à la base, et finement grenus au sommet.

Pour fins de description, les tufs acides des formations de Saint-Victor sont classés selon la proportion d'éléments vitreux et cristallins qu'ils contiennent. Nous en avons observés trois sortes: les cinérites rhyolitiques (écht. 1 et 2), les cinérites rhyolitiques à cristaux (écht. 3 à 9) et les tufs rhyolitiques à cristaux (écht. 10). Le tableau 8 donne les modes de ces tufs acides.

Les cinérites (écht. 1 et 2) sont finement grenues. Sous le microscope, elles offrent une texture vitroclastique donnée par de nombreux éclats vitreux «shards» distribués dans une poussière de verre. Les composants sont dévitrifiés. Cette dévitrification se traduit surtout par une mosaïque de petits grains de plagioclase sodique et de quartz avec une quantité plus ou moins importante de petites lamelles de séricite et, dans certains cas, par une argilite bentonitique. Dans quelques lames minces, les éclats vitreux sont complètement remplacés par de la séricite.

Les tufs acides (écht. 3 à 9) offrent souvent une texture porphyroïde due à la présence de gros cristaux (moyenne de 0,5 à 2 mm de diamètre) d'albite et de quartz et à quelques débris de roche dans une pâte constituée de «shards» et de poussière de verre divitrifié, le tout formant l'assemblage typique de la texture vitroclastique (hyaloclastique). Nous considérons ces derniers comme des cinérites rhyolitiques à cristaux. Les phénocristaux de quartz sont corrodés et éclatés et montrent une extinction ondulante. L'albite se présente sous forme de phénocristaux embrouillés par de fines écailles de séricite. Elle est généralement maclée suivant les lois de l'albite, du périclin et de Carlsbad. Dans quelques lames minces, on trouve des phyllosilicates dont les couleurs pléochroïques varient du jaune verdâtre au vert émeraude.

Les tufs rhyolitiques à cristaux (écht. 10) sont à grain grossier et formés d'un empilement de cristaux d'albite et de quelques cristaux de quartz. On y trouve aussi des grains lithiques. L'albite est sous forme de gros cristaux irréguliers et embrouillés, d'environ 2 mm de diamètre, dans une

**TABLEAU 8 — Modes des tufs acides (V5) de la formation de Saint-Victor. (Le pourcentage des minéraux présents a été estimé par la méthode de Chayes).**

| Minéraux observés | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Débris | Albite | — | 1 | 8 | 12 | 10 | 14 | — | 18 | 25 | 26 |
| | Quartz | — | 1 | 4 | 2 | 3 | 3 | 15 | — | 5 | 3 |
| | Grains lithiques** | — | 1 | 2 | 1 | 4 | 1 | — | 7 | 2 | 3 |
| Ciment | Plagioclase et quartz | 97 | — | 75 | 82* | 82 | 76 | 78 | 72 | 53 | 52 |
| | Séricite et chlorite | 2 | 95 | 5 | — | — | — | 7 | 2 | 10 | 3 |
| | Leucoxène | T | — | T | T | T | T | T | T | T | T |
| | Calcite authigène | — | — | 6 | — | — | — | — | — | — | — |
| Accessoires (zircon, apatite) | | T | T | T | — | T | T | — | T | — | T |
| Magnétite, pyrite, limonite | | 1 | 2 | — | 3+ | 1 | 6+ | — | 1 | 5+ | 3+ |

** : Fragments de roches volcaniques à albite, de schiste argileux, de siltstone, de grès et de granophyre.

* : Contient 1% de perthite ou d'antiperthite.

+ : Contient plus de 6% de fragments de roches volcaniques à albite.

1,2- : Cinérite rhyolitique.

3 à 9- : Cinérite rhyolitique à cristaux.

10- : Tuf rhyolitique à cristaux.

pâte microgrenue quartzo-feldspathique renfermant de fines écailles de séricite. La structure vitroclastique de l'ancienne matière vitreuse est partiellement conservée.

*Conglomérat (V6)*

Deux bancs de conglomérat apparaissent respectivement dans la partie médiane et supérieure de la Formation de Saint-Victor. Un premier se rencontre sur une longueur de 10 km, d'un point situé à 800 m au nord de Saint-Éphrem-de-Tring jusqu'au-delà du lac aux Cygnes. L'autre s'étend sur une longueur de 10 km près de la limite sud de la région. Ces bancs de conglomérat mesurent de 2 à 10 m de largeur.

Ils se composent de grains de quartz, de feldspath, de fragments de siltstone, de chert, de grès et de roches ignées. Dans le lit qui s'étend de Saint-Éphrem-de-Tring au lac aux Cygnes, il y a, en plus, des fragments de fossiles et de carbonate. Les cailloux et les galets ont généralement de 1 à 15 cm de diamètre; notons que nous avons observé des blocs de plus de 50 cm de longueur. La pâte est un schiste ardoisier dans lequel les fragments sont mal classés et généralement empilés en rangs serrés. Toutefois, en de nombreux endroits, le lit de conglomérat le plus au sud passe graduellement, le long de la stratification, à un schiste ardoisier identique au matériel qui constitue la matrice. Ce dernier banc de conglomérat est caractérisé par la présence, dans la pâte, de fragments de feldspath blanc et de nombreuses lamelles blanches. L'étude au microscope montre que le matériel formant les lamelles est à grain fin et semble être constitué de plagioclase sodique et de quartz.

*Schiste ardoisier avec lits minces de siltstone et de grès lithique intercalés (V7)*

Dans la région de Saint-Victor, cette unité marque le sommet de la Formation de Saint-Victor. Les assises de ce membre apparaissent dans le secteur sud de la région.

Cet assemblage de roches consiste en une alternance de lits de siltstone blanc d'environ 2 cm d'épaisseur et de lits de schiste ardoisier gris foncé, bien clivé, dont l'épaisseur varie de 5 cm à 1 m. Localement, on observe, interstratifiée avec les roches de ce membre, une quantité plus ou moins importante de lits de grès lithique de 25 cm à 2 m d'épaisseur.

## ANALYSE STRUCTURALE

### Échelle mésoscopique

Les éléments structuraux mésoscopiques que nous avons étudiés sont la stratification $S_0$, le clivage ardoisier $S_1$ et la linéation résultant de l'intersection de ces deux surfaces (cartes 2035 B, C, D et G).

La stratification $S_0$ est évidente sur tous les affleurements et on peut déterminer la polarité des roches du Groupe de Magog sur presque tous les affleurements, le plus souvent en étudiant les granoclassements et en observant les relations entre le clivage et la stratification et, quelquefois, en utilisant les lamines entrecroisées.

Le clivage ardoisier est particulièrement bien développé dans les roches du Groupe de Magog. Il est orienté NE-SW avec un pendage abrupt vers le NW. Dans une région localisée au sud et au sud-ouest de Beauceville, on observe une famille de surfaces $S_2$ qui se superpose à ce clivage $S_1$; celle-ci a une direction NE-SW et un pendage de 65° vers le NW. Ce clivage tardif en est un de crénelure.

Le type de linéation observée est la ligne résultant de l'intersection de la stratification $S_0$ et du clivage ardoisier $S_1$. Les éléments de cette linéation plongent vers le SW à un angle de 20°.

### Échelle macroscopique

L'analyse macroscopique comprend les études statistiques des éléments structuraux pénétrants, l'étude des plis macroscopiques et l'étude des profils structuraux (voir carte 2035 G).

*Études statistiques*

Statistiquement, les assises du Groupe de Magog sont faciles à étudier. En effet la majorité des éléments structuraux sont statistiquement homogènes dans tout le Groupe de Magog. Pour cette raison, nous avons fait des études statistiques globales du Groupe de Magog (figure 21). En plus, nous avons fait des études statistiques locales en sélectionnant neuf (I à IX) domaines structuraux représentatifs de la déformation au sein de ce groupe (carte 2035 G).

Sur la figure 21A, on peut voir que les plis, relativement cylindriques, sont ouverts et plongent vers le SW avec un angle faible (pôle β). La concentration de points dans le quadrant NW du canevas montre que les plis sont légèrement asymétriques et à regard NW. Il est à noter toutefois que la surface axiale ($S_1$) (clivage ardoisier) est statistiquement verticale.

Les études statistiques des domaines locaux montrent que le clivage ardoisier $S_1$ a un pendage NW dans quasiment tous les domaines (carte 2035 G: domaines I, II, III, VI, VIII, IX). Les domaines V et VII, en bordure de la faille de la Guadeloupe, font exception avec un clivage ardoisier $S_1$ a pendage SE.

Dans tous les domaines, les plis plongent vers le SW à angle faible. Toutefois, il est à noter que dans certains de ces domaines le β calculé à partir des pôles de $S_0$, n'est pas compris dans le plan représentant le clivage ardoisier $S_1$ moyen (carte 2035 G domaines V, VI, IX). Nous attribuons ce phénomène au fait que le clivage ardoisier a dû se développer tardivement dans la formation des plis et que l'orientation des contraintes était légèrement différente au moment du développement du clivage ardoisier par rapport à ce qu'elle était au début de la formation des plis.

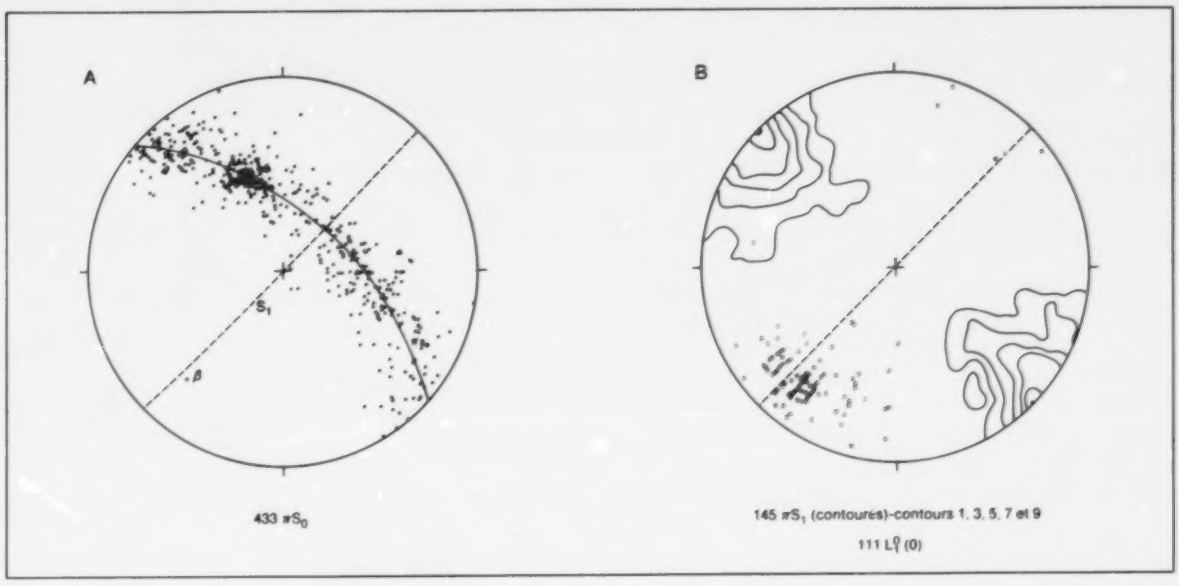



FIGURE 21 — Diagramme d'orientation d'éléments structuraux du Groupe de Magog.

Finalement, la distribution des pôles de $S_0$ sur un grand cercle montre que les plis sont relativement cylindriques et qu'ils sont ouverts.

### *Plis macroscopiques*

Dans la moitié SE de la région à l'étude, les dépôts superficiels sont tels que plusieurs traits structuraux apparaissent sur les photographies aériennes. Ceci s'applique tout particulièrement aux lits résistants de tuf felsique et de grès de la Formation de Saint-Victor qui forment, en surface, des crêtes étroites et sinueuses. Ainsi, l'étude des photographies aériennes et nos observations sur le terrain, indiquent que les assises du Groupe de Magog forment presque partout des plis déjetés qui plongent vers le SW à un angle de 20°. Cependant, dans l'angle NE de la région, on distingue des plis relativement serrés dans les roches de la Formation de Beauceville. Ajoutons que les plis du Groupe de Magog sont généralement en chevron et de la classe 1C de Ramsay (1967).

### *Profils structuraux*

Nous avons construit trois profils structuraux (CC′, DD′ et EE′) au travers des assises du Groupe de Magog (carte 2035 G). Ces profils ont été construits selon la méthode de Wegmann c'est-à-dire perpendiculairement à l'axe des plis. Étant donné que les plis plongent à 20° vers le SW, nous avons construit les profils structuraux dans une direction NW-SE et inclinés de 70° vers le NE.

L'étude des profils tectoniques montre que les plis sont relativement ouverts et qu'ils constituent le flanc NW d'un synclinorium se prolongeant vers le SE, en dessous des assises du Groupe de Saint-François. Cette étude confirme que les plis sont généralement en chevron et que les couches compétentes qui les constituent, conservent une épaisseur orthogonale constante. En revanche, les schistes ardoisiers qui sont des roches ductiles vont fluer vers les charnières des plis. Finalement, il est à noter que la surface axiale des plis dans les profils est généralement fortement inclinée vers le NW à l'exception de la surface axiale des plis à proximité de la faille de la Guadeloupe qui elle, a un pendage abrupt vers le SE.

## ÉPAISSEUR DES FORMATIONS DE BEAUCEVILLE ET DE SAINT-VICTOR

Il est difficile de déterminer l'épaisseur stratigraphique du Groupe de Magog à cause des plis et aussi parce que les roches du Groupe de Saint-Francois les recouvrent par contact de faille.

Pour une première approximation, nous évaluons à 550 m l'épaisseur des roches de la Formation de Beauceville et à 7 500 m l'épaisseur des lits de la Formation de Saint-Victor.

Nous évaluons donc l'épaisseur globale des roches du Groupe de Magog à 8 050 m.

## POSITIONS STRATIGRAPHIQUES DES FORMATIONS DE BEAUCEVILLE ET DE SAINT-VICTOR

Nous n'avons pas relevé, dans la région, de contact défini entre les formations de Saint-Daniel et de Beauceville. Toutefois, tel que dit antérieurement, la présence de grains lithiques, de picotite, et peut-être de serpentinite dans les grès lithiques de la Formation de Saint-Victor présente un intérêt particulier. En effet, puisque ces grains détritiques peuvent provenir des roches ultrabasiques qui percent au tra-

vers des strates de la Formation de Saint-Daniel, il est permis de suggérer qu'une discordance d'érosion sépare peut-être le groupe de Magog de la formation sous-jacente de Saint-Daniel. Aussi, notre travail dans la région d'Orford-Sherbrooke nous fait présumer qu'une période d'érosion s'est écoulée entre la déposition des assises du Normanskill et celle des formations plus anciennes. De même, dans la région à l'étude (carte 2035 C), nous avons fait la mise en carte d'un lambeau d'érosion de strates du Beauceville, au sein des assises du Saint-Daniel. Il semble donc qu'une période d'érosion a eu lieu avant la déposition des roches du Groupe de Magog.

Dans la région sous étude, il y a tout lieu de croire, d'après les caractères généraux de la structure, qu'une faille majeure sépare les assises du Groupe de Saint-François de celles du Groupe de Magog. En effet, le lit de tuf acide qui va d'un point situé à 2 000 m au nord de Saint-Éphrem-de-Tring jusqu'à environ 2 500 m au sud-ouest de Saint-Benoît-Labre dessine en surface une série de plis pour ainsi aller se perdre en-dessous des couches du groupe de Saint-François (carte 2035 D). Il faut toutefois noter que les travaux des dernières années ont démontré qu'une discordance angulaire sépare les roches du Groupe de Saint-François des roches sous-jacentes du Cambrien et de l'Ordovicien.

Les strates du Groupe de Magog semblent donc se situer entre la Formation de Saint-Daniel et le Groupe de Saint-François avec deux contacts discordants.

## ÂGE DES FORMATIONS DE BEAUCEVILLE ET DE SAINT-VICTOR

Nous avons recueilli trois collections de fossiles dans les roches du Groupe de Magog. L'identification des fossiles a été faite par le Dr W.B.N. Berry du Département de paléontologie de l'université de Californie.

Le premier gîte fossilifère, situé à 3 700 m à l'ouest de Saint-Victor, dans les schistes ardoisiers de la Formation de Beauceville, a fourni les fossiles suivants:

*Glyptograptus euglyphus* (Lapworth)

*Glyptograptus* cf. *G. teretiusculus* (Hisinger)

*Glyptograptus* sp. (mince, 8 thecae dans 10 mm)

*Orthograptus calcaratus* var. *acutus* Lapworth

*Orthograptus calcaratus* var. *incisus* Lapworth

*Orthograptus* sp. (du type *O. calcaratus*)

Âge: Partie supérieure de l'Ordovicien moyen — probablement de la zone *Climacograptus bicornis* (zone 12)

Nous avons recueilli un autre lot de graptolites dans les schistes ardoisiers de la Formation de Saint-Victor située à 50 m du rivage sud du lac des Cygnes. Ce gîte recèle les formes suivantes:

*Climacograptus* cf. *C. brevis* Ells et Wood

*Dicellograptus* sp.

*Diplograptus* n. sp.

*Leptograptus* cf. *L. flaccidus* Hall

*Orthograptus quadrimucronatus* cf. var. *approximatus* (Ruedemann)

*Orthograptus quadrimucronatus* var. *psotremus* (Ruedemann)

*Orthograptus* cf. *O. truncatus* (Lapworth)

*Orthograptus truncatus* cf. var. *intermedius* (Ells et Wood)

*Orthograptus truncatus* cf. var. *pertenius* (Ruedemann)

Âge: Partie supérieure de l'Ordovicien moyen — *Orthograptus truncatus* var. zone *intermedius* (zone 13).

Clarke & Cooke (1937) ont étudié la région sise à l'ouest de la région de Saint-Victor. Dans cette région, ils rapportent la présence de graptolites dans des grès noirs finement grenus. Ces roches fossilifères se trouvent à environ 1 km à l'est du lac Rocheux plutôt qu'à 800 mètres au sud de ce lac tel que spécifié dans le rapport de Cooke (*op. cit*). Ce gîte fossilifère de la partie supérieure du Groupe de Magog comprend les fossiles suivants:

*Climacograptus* sp. (forme effilée)

*Orthograptus* cf. *O. quadrimucromatus* var. *approximatus* (Ruedemann)

*Orthograptus truncatus* aff. var. *intermedius* (Ells & Wood 2 — 2,2 mm de largeur et 15-16 thecae dans 10 mm)

Âge: Partie supérieure de l'Ordovicien moyen ou partie inférieure de l'Ordovicien supérieur — probablement de la zone 13. (*Orthograptus truncatus* var. zone *intermedius*)

La majorité des graptolites proviennent des zones *Climacograptus bicornis* et *Orthograptus truncatus* var. zone *intermedius*. D'après W.B.N. Berry (communication personnelle), cette dernière zone appartient à l'étage du Trenton, tandis que la zone *Climacograptus bicornis* appartient à l'étage du Wilderness. Berry a reconnu ces deux zones de graptolites à la localité fossilifère de Castle Brook, située à l'ouest du lac Memphrémagog, ainsi que dans les gîtes fossilifères que nous avons trouvés dans la région d'Orford-Sherbrooke (St-Julien, 1963).

Le tableau 9 résume les zones de graptolites d'après W.B.N. Berry.

## CORRÉLATION DES FORMATIONS DE BEAUCEVILLE ET DE SAINT-VICTOR

Nos travaux des dernières années démontrent que le Beauceville de Mackay (1921) se rattache au Magog de Ami (1900). En effet, durant les saisons d'été de 1959 à 1962, nous avons cartographié une région qui s'étend du mont Orford à la ville de Sherbrooke. Dans cette région, une bande étroite, composée principalement de chert, de conglomérat, d'un peu de grès et de schiste ardoisier indique la base d'une séquence sédimentaire. Ces lits de base sont sous-jacents aux lits de schistes ardoisiers

**TABLEAU 9 – Zones de graptolites d'après W.B.N. Berry**

| | ÉTAGES | (No) | ZONES DE GRAPTOLITES | UNITÉS CLASSIQUES | «NORTHERN TACONIC AREA» |
|---|---|---|---|---|---|
| ORDOVICIEN SUPÉRIEUR | Richmond | 15 | *Dicellograptus complanatus* | | |
| | Maysville Eden | 14 | *Orthograptus quadrimucronetus* | | |
| ORDOVICIEN MOYEN | Trenton | 13 | *Orthograptus truncatus var. intermedius.* | Snake Hill | |
| | Wilderness | 12 | *Climacograptus bicornis* | Normanskill | Schiste argileux et grauwacke<br>Discordance angulaire<br>Indian River |
| | Porterfield | 11 | *Nemagraptus gracilis* | | |
| | Ashby Marmor | 10 | *Glytograptus terediusculus* | | |
| | | 9 | *Lasiograptus etheridgei* | Deepskill (lits 6 & 7) | Poultney |
| | Whiterock | 8 | *Isograptus* | | |
| | | 7 | *Didymograptus bifidus* | Deepskill (lits 1 - 5) | |
| ORDOVICIEN INFÉRIEUR | Canadian Series | 6 | *Didymograptus protobifidus* | | |
| | | 5 | *Tetragraptus fruticosus 3 & 4 br.* | | |
| | | 4 | *Tetragraptus fruticosus 4 br.* | | |
| | | 3 | *Tetragraptus approximatus* | | |
| | | 2 | *Clinograptus* | | |
| | | 1 | *Anisograptus* | Schaghticoke | |
| CAMBRIEN | | | | | ???<br>Hatch Hill |

graphiteux contenant des graptolites et attribués au Black River et au Trenton par Berry (1962). Cet assemblage de roches est suivi de Castle Brook, à l'ouest du lac Memphrémagog, vers le nord-est, sur une distance de 11 km. La localité fossilifère de Castle Brook, ainsi que plusieurs autres nouveaux gîtes fossilifères, affleurent le long de cette bande de schistes ardoisiers graphiteux. En 1963, nous avons cartographié la région de Saint-Victor. Dans cette région, qui comprend une bonne partie de la région de Beauceville décrite par Mackay, nous trouvons une séquence lithologique semblable à celle observée près de Magog, à savoir: des schistes ardoisiers graphiteux interstratifiés avec des tufs acides, des arénites tufacées et des lits de chert. Nous avons déjà mentionné que ces schistes ardoisiers contiennent des graptolites de l'étage Black River. Il est donc logique de conclure que les séquences lithologiques similaires rencontrées dans des régions de Magog et de Saint-Victor, sont des séquences corrélatives.

La série de Beauceville de MacKay (formations de Saint-Daniel et de Beauceville telles que définies dans ce rapport) a été prolongée au-delà de la section type. Dans les régions cartographiées par Tolman (1936), Cooke (1937), Gorman (1954, 55), Benoît (1958) et Béland (1957, 62), ce prolongement de la série de Beauceville est justifié puisque de l'intérieur de ces régions, on peut suivre les mêmes roches jusqu'à la section type.

Dans l'ensemble, le Groupe de Magog tel que nous le définissons est mis en corrélation avec au moins une partie des unités stratigraphiques suivantes: le «Stanbridge Series» de Ells (1888), le «Farnham Limestone Series» de Ells (1894), la Formation de Magog de Ami (1900), le «Normanskill Shale» de Ruedemann (1901), la Formation de Pohénégamook de Dresser (1909), la série de Beauceville de Mackay (1921), la série de Disraéli de Burton (1930), la série de Memphrémagog de Clark (1930-31) et finalement à la série de Mictaw proposée par Northrop en 1932.

## Groupe de Saint-François (S1 à S3)

### NOMENCLATURE

Clark dans Cooke (1937) a introduit le terme «série de Saint-François». Il considérait cette série comme formée de deux unités stratigraphiques: un groupe de roches volcaniques et une formation composée principalement de quartzite impur et de grauwacke avec des ardoises et un peu de calcaire. Il assignait la série à l'Ordovicien moyen.

Cooke (1950 et 1957) employait Groupe de Saint-François, n'incluant pas les roches volcaniques, tel qu'employé par Clark (1937) mais considérant seulement les roches sédimentaires.

## NATURE ET DISTRIBUTION

Le Groupe de Saint-François forme la roche de fond de la partie sud-est de la région. Il comprend, à la base, un banc formé de grit et de grès (S1) recouvert d'une bande de calcaire impur (S2) et, au sommet, un assemblage de grès micacé interstratifié avec des lits de schiste ardoisier (S3).

## LITHOLOGIE

### Grit et grès (S1)

Ce membre de base, d'environ 6 m d'épaisseur, affleure au sud-est et à l'est de Saint-Benoît-Labre.

Ces roches, gris bleuâtre, soumises aux intempéries, s'altèrent en une teinte brune. En général, la roche contient beaucoup de feldspath blanc et de poussière de limonite. Les grès sont bien lités tandis que dans les grits il est difficile de déceler la stratification. Au sud-est de Saint-Benoît-Labre, à environ 100 m à l'est de la route, nous avons noté un affleurement de grit assez grossier pour mériter le nom de conglomérat.

### Calcaire impur (S2)

Une bande de ces roches, d'une largeur de 500 m, affleure au sud de Saint-Benoît-Labre, près de la rivière Pozer.

Les calcaires sont des roches massives, de couleur gris bleuâtre à gris foncé, traversées ici et là par plusieurs petites veines de calcite. Ce qui caractérise ces roches c'est l'abondance de fossiles.

Des bancs minces de schiste ardoisier calcareux affleurent à 3 km au sud de Saint-Benoît-Labre. Ce sont des roches gris bleuâtre prenant des teintes brunâtres sous l'action des agents atmosphériques; le clivage ardoisier y est bien développé.

### Grès micacé interstratifié avec des lits de schiste ardoisier (S3)

Cet assemblage de roches du Groupe de Saint-François occupe la partie sud-est de la région.

Les grès micacés et les schistes ardoisiers du Groupe de Saint-François sont interstratifiés: un affleurement type laisse voir des lits de grès de 50 cm à 3 m d'épaisseur alternant avec des lits de schiste ardoisier de quelques centimètres d'épaisseur. Les grès sont habituellement gris pâle en cassure fraîche et quasiment blanc en surface altérée. Il sont à grain fin et moyen et contiennent des grains de feldspath, de quartz et de muscovite dans une pâte formée surtout de séricite, de chlorite, de quartz et feldspath finement grenus. Les schistes ardoisiers interstratifiés avec les grès micacés sont des roches gris foncé. Le clivage ardoisier est bien développé dans les schistes ardoisiers et les grès du Groupe de Saint-François.

## ANALYSE STRUCTURALE

Le contact entre le Groupe de Saint-François et la formation sous-jacente de Saint-Victor est marqué par une faille de chevauchement, la faille de Guadeloupe (St-Julien *et al.* 1983). Les lits au sud-est de cette faille ont été déplacés vers le nord-ouest sur les assises du Groupe de Magog.

Les relations entre la stratification et le clivage ainsi que les structures primaires telles les granoclassements et les stratifications entrecroisées montrent que les roches du Groupe de Saint-François forment des plis isoclinaux renversés vers le NW et plongeant vers le NE à un angle de 25° (figure 22).

Dans la région, les lits de cette formation sont généralement orientés NE et ont des pendages vers le SE variant de 45° à subverticaux. Le clivage de flux a une direction NE et un pendage d'environ 60° SE.

## ÂGE ET CORRÉLATION

Dans les régions de Sainte-Justine (Gorman, 1954), de Saint-Georges–Saint-Zacharie (Gorman, 1955) et dans la région de Saint-Victor, les bancs de calcaire, à la base du groupe de Saint-François (Saint-Juste pour Gorman), renferment des fossiles qui révèlent un âge dévonien. D'autre part, dans la région des monts Sainte-Cécile et Saint-Sébastien, R.W. Kelly (1975), a recueilli des plantes fossiles dans les schistes ardoisiers du Groupe de Compton (McGerrigle, 1934). Ces fossiles ont été étudiés par le professeur E. Dorf de l'université de Princeton. Malheureusement, l'état de conservation des fossiles n'a pas permis d'en déduire un âge certain. Il reste cependant que ces fossiles sont probablement du Dévonien inférieur ou moyen.

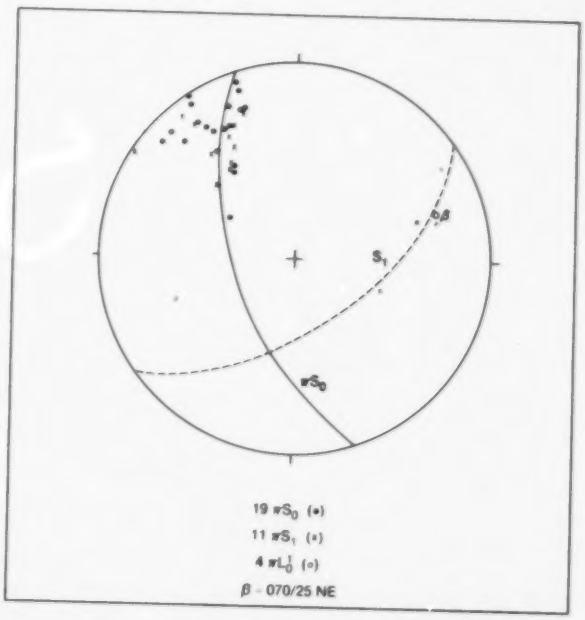



FIGURE 22 — Diagramme d'orientation d'éléments structuraux du Groupe de Saint-François.

Nous croyons que les assises du Groupe de Saint-Juste (Béland, 1957) et les roches des Groupes de Témiscouata (McGerrigle, 1933), de Fortin (McGerrigle, 1950), de Compton (McGerrigle, 1934) et la majeure partie du Groupe de Saint-François, tel que défini par Cooke (1950) et l'auteur, sont des unités stratigraphiques corrélatives.

## Roches intrusives

### DIORITE (7)

On a noté que plusieurs dykes de roches métadioritiques recoupaient les roches sédimentaires de la Formation de Saint-Victor. Ces roches semblent être de deux types: un type massif, leucocrate et riche en plagioclases et un type largement remplacé par des carbonates.

À Saint-Benoît-Labre, on rencontre le type massif, leucocrate, sous forme d'un filon-couche concordant avec une structure synclinale. La roche est à grain moyen à grossier et consiste en 70 à 80% de plagioclases qui sont largement remplacés par de la séricite. La présence de quelques cristaux idiomorphes d'augite indique qu'il s'agit d'un minéral primaire en grande partie remplacé par du leucoxène et du sphène et des traces d'apatite, de zircon et de pyrite.

La couleur des roches riches en carbonate varie de brun pâle à vert foncé suivant l'abondance relative de mica blanc ou de chlorite. La texture originale est peu conservée. Les principaux constituants sont maintenant le carbonate riche en fer, le mica blanc, la chlorite et les feldspaths secondaires.

Vu que ces roches recoupent la Formation de Saint-Victor, un âge Ordovicien supérieur leur est assigné. Cependant, nous avons remarqué sur le terrain qu'aucune de ces roches n'a de clivage ou de schistosité, ce qui indiquerait un âge dévonien supérieur.

### LAMPROPHYRE OU GABBRO ALCALIN (8)

Au sud du dyke de Pennington, au sein des groupes de Rosaire et de Caldwell, il y a de petites intrusions de composition s'apparentant à la comptonite. Nous avons trouvé environ dix petits affleurements disséminés de ce type de roche. Les intrusions elles-mêmes sont de peu d'envergure et ont la forme de dyke. Cependant, nous ne connaissons pas très bien les relations structurales de ces dykes avec la roche encaissante. Les caractéristiques de cette roche sont plus uniformes que celles des gabbros associés aux ultrabasites. La grosseur des grains varie de moyen à grossier; la roche est mélanocrate et présente une surface d'érosion dont la couleur varie de gris à brun rouille. Nous avons trouvé sur un seul affleurement un autre type à grain plus fin.

En lames minces, nous avons observé que la roche est composée principalement de clinopyroxène et d'amphibole dans une matrice de plagioclases et de feldspaths alcalins. Les minéraux accessoires sont les suivants: l'apatite, le sphène et les oxydes de fer titanifère. Le clinopyroxène est l'augite probablement titanifère. Il présente un zonage irrégulier de couleur variant de neutre à rose et se présente en cristaux prismatiques subautomorphes atteignant 3 mm de longueur. L'amphibole borde des pyroxènes et se présente en cristaux isolés de forme irrégulière. Elle est très colorée et pléochroïque (X = jaune brunâtre pâle, Y = brun rougeâtre, Z = brun rougeâtre foncé). L'angle optique est grand (Z ∧ C ca. 19°). Les propriétés optiques ainsi que le contenu appréciable en titane font croire que l'amphibole en question est la kaersutite. La matrice est composée de feldspaths en masses irrégulières et en gerbes non transparentes; pour la plupart, les plagioclases se rapprochent de l'albite. D'après le test de coloration, environ 10% des feldpaths sont riches en potassium.

On retrouve dans la région de Sherbrooke (Cooke, 1950 et St-Julien, 1963) des dykes pétrographiquement similaires à ceux que nous venons de décrire. On a mentionné que ces dykes sont reliés aux intrusions montérégiennes d'âge jurrassique ou crétacé.

## Pléistocène

Les dépôts glaciaires, fluvio-glaciaires et lacustres sont abondants le long des rivières Chaudière, Saint-Victor et Palmer et près du lac Bolduc.

Les glaciers du Pléistocène ont recouvert la région et leur passage est attesté surtout par l'existence de deux tills séparés par des dépôts fluvio-glaciaires et lacustres. Le till de base, qui couvre la roche de fond, consiste en une argile à blocaux. Ce till compact est de couleur bleue. Les dépôts fluvio-glaciaires sont surtout formés de sable et de gravier stratifiés et représentent probablement des alluvions proglaciaires. Des dépressions dans les dépôts fluvio-glaciaires ont servi d'emplacement à des lacs glaciaires qui y ont laissé des dépôts d'argile varvée; le till supérieur est généralement brun. Il est friable et il consiste en sable et gravier contenant des blocs erratiques.

On observe deux systèmes de stries glaciaires qui indiquent un écoulement de la glace suivant les directions sud-est et nord (R. Lamarche, 1971).

Pour plus de renseignements sur le Pléistocène de la région, nous vous référons aux travaux de McDonald (1966, 1967, 1968), Gadd (1964a, 1964b) et de Lamarche (1974).

# Géologie économique

## Or

L'or en paillette a été retiré des graviers de presque tous les cours d'eau du district. C'est surtout durant le dix-neuvième siècle que d'importants placers aurifères ont été mis en valeur dans les vallées de la rivière Chaudière et de ses principaux tributaires, dans la seigneurie de Rigaud-Vaudreuil. Le plus important placer est celui de la rivière Gilbert à partir duquel plus de la moitié de l'or du district a été soutiré. Dans les régions à l'étude, l'or a été exploité principalement de la rivière du Moulin.

Les placers aurifères sont formés dans les dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires, mais il existe aussi des gîtes post-glaciaires. Ces derniers se présentent près de la surface tandis que les premiers sont, généralement, sous une couverture de drift glaciaire.

Nous croyons, comme la majorité des géologues qui ont étudié les placers d'or de la région, que l'or est d'origine locale et qu'il provient de la désintégration des veines de quartz et de l'altération des schistes ardoisiers pyriteux de la Formation de Beauceville. Les veines sont généralement composées entièrement de quartz stérile; cependant, certaines veines de quartz contiennent un peu de pyrite, de chalcopyrite, d'arsénopyrite, de galène, de blende et des traces d'or. Plusieurs veines de quartz recoupent les roches du Cambrien et de l'Ordovicien mais c'est surtout dans les couches de volcaniclastites de la Formation de Beauceville qu'elles sont observées. Notre travail sur le terrain nous a convaincu qu'il y a une concentration de veines de quartz sur la crête des plis. Étant donné que les roches de la Formation de Beauceville forment, près de la rivière Chaudière, une série de lits relativement plus nombreux que n'importe où ailleurs dans la région, il est normal que les principaux placers d'or s'y retrouvent. De plus, la Formation de Beauceville contient plusieurs lits de schistes ardoisiers noirs et pyriteux. Cette pyrite est souvent aurifère. La déformation par plissement des roches de la Formation de Beauceville est probablement responsable de la formation de veines de quartz et de la migration des sulfures et de l'or dans ces veines. Ajoutons que l'altération des lits de schiste ardoisier pyriteux a certainement contribué directement aux placers d'or du district.

## Cuivre

La minéralisation en cuivre est confinée à la bande de schiste à séricite et ottrélite, de schiste quartzifère à séricite et ottrélite et de schiste quartzifère à séricite, chlorite et ottrélite (Schistes de Bennett) qui affleure au nord d'East-Broughton-Station. Nous avons suivi cet assemblage de schiste vers le nord-ouest, jusqu'à la mine Harvey Hill, à environ deux kilomètres au nord de la limite septentrionale de la région.

La minéralisation est généralement restreinte aux veines de quartz; cependant, le puits d'exploration situé à 150 m de la limite nord de la région présente une veine de quartz avec des épontes de schiste quartzifère à séricite et ottrélite légèrement minéralisé. Les veines de quartz minéralisées (bornite, chalcopyrite, chalcosine) sont toujours subhorizontales et riches en carbonates ferrugineux. Malheureusement, leur extension latérale est limitée et ont rarement plus de 1 m d'épaisseur. D'autres veines de quartz contiennent de l'hématite spéculaire accompagnée généralement de chlorite secondaire. Il est à noter que dans ces dernières, il y a absence de carbonate ferrugineux et de cuivre.

## Amiante

Pour fins de description, nous avons divisé les serpentinites de la région en quatre zones: les zones de Pennington, de Saint-Pierre-de-Broughton, du mont Adstock et de la rivière Saint-Victor.

### ZONE DE PENNINGTON

Dans la région, le dyke de Pennington, d'une largeur maximum de 300 m, a une direction NE et un pendage vers le SE de 30 à 60°.

On remarque généralement que le toit du dyke, formé de schiste à séricite et chlorite, de schiste à séricite et graphite et de schiste à chlorite, est enrichi en silice et en fer sous forme de pyrite et de chlorite. La roche du toit est donc silicifiée, plaquée de rouille à cause de la présence de pyrite, et de teinte sombre due à l'enrichissement en chlorite. Il y a aussi un peu de carbonate ferrugineux. Nulle part nous n'avons observé le mur de ce feuillet de serpentinite.

Il semble que la partie supérieure du dyke corresponde à une roche ultrabasique très serpentinisée tandis que la partie inférieure est caractérisée par une stéatite formée de pierre à savon et de talc riches en carbonate ferrugineux. Il y a aussi des zones monominérales formées surtout d'une amphibole vert pâle possédant les propriétés de l'actinote. Près du toit, la serpentinite est généralement très cisaillée et broyée à cause, sans doute, des réajustements le long de la faille de chevauchement, ultérieurs à la mise en place des roches ultrabasiques.

La zone de Pennington comprend du sud-ouest au nord-est: La Federal Asbestos Corporation de Asbestos Corporation Limited; la Quebec Asbestos Corporation Tunnel, la Fraser Mine Asbestos, les mines Quebec no 2 et no 1 Asbestos et la Boston Mine Asbestos, propriété de Carey Canadian Mine. Toutes ces mines sont aujourd'hui fermées.

La mine Federal, propriété de Asbestos Corporation Limited, a exploité à ciel ouvert jusqu'en 1927, sur les lots 9 et 10 du rang V du canton de Thetford. La bande exploitée a une longueur de 500 m et une largeur de 60 m.

La mine Quebec Asbestos Tunnel est située dans les rangs VIII et IX du canton de Broughton. À cet endroit, les roches ultrabasiques occupent le centre d'un pli plongeant vers le SE. Ainsi, le dyke atteint la largeur apparente de 250 m. Le toit consiste en une roche volcanique basique maintenant évoluée en schiste à chlorite sous l'effet du métamorphisme.

La zone d'exploitation formée jadis par les mines Fraser Asbestos et Quebec no 2 Asbestos s'étend sur une longueur de plus de 1 000 m et sur une largeur de 125 m. Cette mine à ciel ouvert est dans les rangs VI et VII du canton de Broughton. À cet endroit, le feuillet de Pennington a une largeur apparente de 300 m et un pendage vers le SE de 40°.

Dans le prolongement nord-est de l'excavation à ciel ouvert des mines Fraser Asbestos et Quebec no 2 Asbestos, une excavation de 125 m de longueur représente probablement la Quebec no 1 Asbestos.

La Boston Mines Asbestos, aussi propriété de Carey Canadian, est située dans le rang IV du canton de Broughton. À cet endroit, le feuillet de serpentinite a une largeur de 65 à 125 m et son pendage est de 35°SE. La mine est fermée depuis la fin avril 1986.

### ZONE DE SAINT-PIERRE-DE-BROUGHTON

Plusieurs affleurements minéralisés d'amiante se trouvent dans la zone de Saint-Pierre-de-Broughton. Les filons d'amiante à fibres transversales sont très communs et plusieurs mesurent plus de 2 cm d'épaisseur. Cependant, les roches ultrabasiques de cette zone semblent avoir subi un degré de métamorphisme relativement plus élevé que les autres roches ultrabasiques de la région. Il va sans dire que les fibres d'amiante sont trop cassantes pour être d'utilité commerciale.

### ZONES DU MONT ADSTOCK ET DE LA RIVIÈRE SAINT-VICTOR

Quelques puits d'exploration ont été foncés dans cette zone de serpentinite. Cependant, les veines de chrysotile sont nulle part assez nombreuses pour constituer un gîte rentable. Les veinules d'amiante observées varient de 1 à 2 mm d'épaisseur. Un prospecteur de bonne foi dit avoir observé près de la rivière Saint-Victor, à environ 2,5 km à l'ouest de Beauceville, un affleurement traversé par des veines d'amiante transverses de plus de 2 cm d'épaisseur. Cette minéralisation se rencontre dans le prolongement sud-ouest de l'amas de minerai de l'ancienne mine Golden Age qui est située à quelques centaines de mètres au nord de la limite septentrionale de la région. À la mine Golden Age on exploitait de la brucite et de l'amiante sous forme de «slip fiber».

## Pierre à savon et talc

Il existe des gisements relativement importants de pierre à savon le long du dyke de Pennington. Tel qu'écrit plus haut, la pierre à savon et le talc sont habituellement concentrés dans la partie nord-ouest, autrement dit, au mur du dyke. La compagnie Broughton Soapstone a exploité et continue encore d'exploiter de la pierre à savon dans le rang V du canton de Thetford. C'est une pierre d'excellente qualité qui est habituellement gris clair; certaines variétés sont vert pâle et d'autres sont marbrées de raies brunes ou grises.

On connaît aussi plusieurs affleurements impurs de pierre à savon et de talc dans la zone de Saint-Pierre-de-Broughton. La roche est traversée de nombreuses veinules de carbonate ferrugineux.

Une bande impure de pierre à savon de 7 à 10 m d'épaisseur se trouve dans la gorge de la rivière Saint-Victor, à environ 2,5 km à l'ouest de Beauceville. La roche se présente dans la zone de contact entre la serpentinite et un conglomérat de la Formation de Saint-Daniel. C'est une roche schisteuse, marbrée de plusieurs veines de carbonate ferrugineux et de serpentinite fibreuse.

## Granite

À l'heure actuelle, le granite n'est pas exploité dans la région. Toutefois, il y a quelques années, les affleurements de granite sis entre les rivières Chaudière et Saint-Victor ont fourni d'excellents matériaux de construction.

## Sable et gravier

Dans la région, on exploite de temps à autre des dépôts de sable et de gravier pour les besoins locaux. Ces dépôts sont situés le long des rivières Chaudière, Saint-Victor et Palmer.

À 4 km un peu au SW de Saint-Victor-de-Beauce, une sablière exploitait, lors de notre visite sur le terrain, des bancs de sable et de gravier des rivages de la rivière Saint-Victor.

# Références


ALBEE, A.L., 1957 - Bedrock geology of the Hyde Park quadrangle, Vermont. United States Geological Survey: Geol. Quadrangle Map, CQ 102.

AMBROSE, J.W., 1942 - Preliminary map of Mansonville Map-area, Quebec. Geological Survey of Canada: Paper 42-1.

_____ 1943 - Preliminary map of Stanstead Map-area, Quebec. Geological Survey of Canada: Paper 43-12.

AMI, H.M., 1900 - Synopsis of the Geology of Canada. Royal Society of Canada: Proceedings Transactions, Series 2, Volume 6, Section IV, page 200.

BÉLAND, J., 1957 - Région de Saint-Magloire et de Rosaire-Saint-Pamphile. Ministère des Mines: RG-76.

_____ 1962 - Région de Sainte-Perpétue. Ministère des Mines, Québec: RG-98.

BENOIT, F.W., 1958 - Geology of the St.Sylvestre and St.Joseph West Half Area. Thèse de D.Sc.: Université Laval, Québec.

BERRY, W.B.N., 1962 - On the Magog, Quebec, Graptolites. American Journal of Sciences: Volume 260, pages 142-148.

BLACKBURN, M., 1975 - Analyse structurale du Groupe de Caldwell à l'est du complexe ophiolitique de Thetford Mines. Thèse de M.Sc., Université Laval.: 56 pages.

BOOTH, V.H., 1950 - Stratigraphy and Structure of the Oak Hill succession in Vermont. Geological Society of America, Annual Bulletin: Volume 61, pages 1131-1168.

BRACE, W.F., 1953 - The Geology of the Rutland Area, Vermont. Vermont Geological Survey: Bulletin 6.

BRUNN, J.H., 1960 - Mise en place et différenciation pluto-volcanique du cortège ophiolitique. Revue de Géographie physique: Dyn. 3, pages 115-132.

BURTON, F.R., 1930 - Vicinity of Lake Aylmer, Eastern Townships, Quebec. Quebec Bureau of Mines: Annual Report, Part D, pages 99-146.

CADY, W.M., 1956 - Bedrock geology of the Montpelier quadrangle, Vermont. United States Geological Survey: Quadrangle Map, GQ 79.

_____ 1960 - Stratigraphic and Geotectonic Relationships in Northern Vermont and Southern Quebec. Geological Society of America Bulletin: Volume 71, pages 531-576.

_____ 1969 - Regional Tectonic Synthesis of Northwestern New-England and Adjacent Quebec. Geological Society of America: Memoir 120.

CHALMERS, R., 1897 - Auriferous Deposits of Southeast Quebec. Geological Survey of Canada: Annual Report, Volume 10, Part J.

CHAMBERLAIN, T.C., 1897 - The method of multiple working hypothesis. Journal of Geology: volume 5, pages 837-848.

CHIDESTER, A.H., 1962 - Petrology and geochemistry of selected talc-bearing ultramafic rocks and adjacent country rocks in northcentral Vermont. United States Geological Survey: Professional Paper 345.

CLARK, T.H., 1930-31 - The Western Half of the Memphremagog Sheet. Geological Survey of Canada (Manuscrit inédit).

_____ 1934 - Structure and stratigraphy of Southern Quebec. Geological Society of America, Bulletin: Volume 45, pages 1-20.

_____ 1936 - A Lower Cambrian Series from Southern Quebec. Royal Society of Canada, Transactions: Volume 21, Part. I, pages 135-151.

_____ 1937 - Voir Cooke, H.C., 1937.

CLOOS, E., 1957 - Lineation, a Critical Review and Annotated Bibliography. Geological Society of America: Memoir 18.

COOKE, H.C., 1931 - Anomalous grain relationships in the Caldwell Quartzites of Thetford district, Quebec. Société Royale du Canada: comptes rendus, volume 25, section IV, pages 71-74.

_____ 1937 - Thetford, Disraeli, and Eastern Half of Warwick Map Area, Quebec. Geological Survey of Canada: Memoir 211.

_____ 1950 - Geology of a Sourthwestern part of the Eastern Townships of Quebec. Geological Survey of Canada: Memoir 257.

DÉPATIE, J., 1965 – Les roches tufacées de la région de Beauceville. Thèse de M. Sc., Université Laval, Québec.

de RÖMER, H.S. 1957 — Région de Saint-Étienne de Bolton. Ministère des Mines, Québec: RP-344.

_____ 1958 - Région du lac Orford. Ministère des Mines, Québec: RP-372.

_____ 1960 - Geology of the Eastman-Orford Lake Area, Eastern Townships, Province of Quebec. Thèse de Ph.D., Université McGill, Montréal.

DEWEY-PARKHURST, 1970 - The evolution of the Scottish Caledonides in relation to their isotopic age pattern. Transactions Royal Society of Edinburgh: Volume 63, pages 361-389.

DRESSER, J.A., 1907 - La lisière serpentineuse des Townships de l'Est. Commission géologique du Canada; rapport sommaire, 1907, pages 88-89.

_____ 1909 - Zone de serpentine dans le sud de Québec. Commission géologique du Canada, Canada; rapport sommaire, pages 234-258.

_____ 1910 - Zone de serpentine du sud de Québec. Commission Géologique du Canada; pages 215-227.

_____ 1911 - Serpentine Belt of Southern Quebec. Geological Survey of Canada; Summary Report, 1911, pages 268-233.

_____ 1914 - Reconnaissance le long du Chemin de Fer Transcontinental National dans le sud de Québec. Commission Géologique du Canada; Memoir 35, 1914.

_____ 1925 - The Magog Conglomerate: An Horizon Marker in the Quebec Group. Royal Society of Canada; Transactions Series 3, Volume 19, Section IV, pages 115-121.

ELLS, R.W., 1886 - Rapport sur la géologie d'une portion des Cantons de l'Est de Québec. Commission Géologique du Canada; rapport annuel, volume 2, partie J., pages 1-74.

_____ 1888 - Second Report on the Geology of a Portion of the Province of Quebec. Geological Survey of Canada; Annual Report, Vol. 3, Part. II.

_____ 1889 - Mineral Resources of the Province of Quebec. Geological Survey of Canada; Annual Report, Volume 4, Report K, pages 47-48, 81.

_____ 1894 - Southwest Sheet of the Eastern Townships (Montreal Sheet). Geological Survey of Canada, Annual Report., Volume 7, Part. J.

FLEURY, M.J., 1964 - The description of Folds. Geological Association Proceedings; Volume 75, pages 461-492.

FOLK, R.L., 1954 - The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. Journal of Geology; Volume 62, pages 344-359.

FORTIER, Y.O., 1946 - Geology of the Orford Map-area. Thèse de Ph.D., University Stanford; (copie de l'Université Laval de Québec).

GADD, N.R., 1964a - Surficial Geology, Beauceville map-area, Quebec. Geological Survey of Canada; Paper 64-12, 3 pages.

_____ 1964b - Moraines in the Appalachian region of Quebec. Geological Society of America; Bulletin, Volume 75, pages 1249-1254.

GORMAN, W.A., 1954 - Région de Sainte-Justine. Ministère des Mines, Québec; RP-297.

_____ 1955 - Région de Saint-Georges-Saint-Zacharie. Ministère des Mines, Québec; RP-314.

_____ 1957 - The Geology of the Ste.Justine Map-area, Quebec. Thèse de Ph.D.; Université McGill, Montréal.

HARVIE, R., 1911 - Geology of Orford Map-area, Quebec. Geological Survey of Canada; Summary Report, pages 286-292.

_____ 1916 - District minier de Thetford-Black Lake, Québec. Commission géologique du Canada; rapport sommaire 1916, pages 247-248.

HÉBERT, Y., 1974 - Étude pétrographique et chimique de la coupe du lac de l'Est dans le complexe ophiolitique de Thetford-Mines, Québec. Thèse de M.Sc., Université Laval.

HUNT, T.S., 1858 - Contribution to the history of ophiolites. American Journal of Sciences; Volume 25 (2), pages 217-226.

KAÇIRA, N., 1971 - Geology of chromitite occurences and ultramafic rocks of the Thetford Mines - Disraeli Area, Quebec. Thèse de Ph.D., Université Western, Ontario, 247 pages.

KANSSER, A., 1974 - The Ophiolitic Melange, a Worldwide Problem on Tethyan Examples. Eclogae geol. Helv.; Vol. 67, pages 479-507.

KELLY, R., 1975 - Région des Monts Sainte-Cécile et Saint-Sébastien. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; RG-176, 30 pages.

LAMARCHE, R.Y., 1974 - Southeastward, Northward, and Westward Ice Movement in the Asbestos Area of Southern Quebec. Geological Society of America; Bulletin, Volume 85, pages 465-470.

_____ 1973 - Géologie du complexe ophiolitique d'Asbestos, Cantons de l'Est, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources; GM-28558, 9 pages.

_____ 1972 - Ophiolites of southern Quebec IN The ancient oceanic lithosphere. Earth Phys. Br., Publ. 42, pt. 3; Dept. Energy, Mines and Resources, Ottawa; pages 65-69.

1971 - Northward moving ice in the Thetford Mines area of Southern Quebec. American Journal of Sciences; Volume 271, No. 4, pages 383-388.

LAROCHELLE, A., 1962 - Paléomagnétisme des Collines Montérégiennes, Sud-Est du Québec. Commission géologique du Canada; bulletin 79, 1962.

LAURENT, R., 1980 - Environment of formation, évolution and emplacement of the Appalachian ophiolites from Quebec. Proceeding of the Intern. Ophiolite Symposium, Cyprus, 1979; Geological Survey Nicosia, Cyprus; pages 628-636.

_____ 1975 - Occurences and origin of the ophiolites of southern Quebec, Northern Appalachians. Canadian Journal of Earth Sciences; Volume 12, pages 443-455.

_____ 1977 - Ophiolites from the Northern Appalachian of Quebec IN R.G. Coleman et W.P. Irwin (Editors), North American Ophiolites. Oregon Department of Geology and Mineral Industries; Bulletin 95, pages 25-40.

LAURENT, R-HÉBERT, R.-HÉBERT, Y., 1979 - Tectonic setting and petrological features of the Quebec Appalachian ophiolites IN J. Malpas et R.W. Talkington (éditeur), Ophiolites of the Canadian Appalachians and Soviet Urals. Department of Geology Memorial University of Newfoundland, pages 53-77.

LAURENT, R.-HÉBERT, Y., 1977 - Features of submarine volcanism in ophiolites from the Quebec Appalachian IN W.R.A. Baragar (éditeur), Volcanic regimes in Canada. Geological Association of Canada; Special Volume, 16, pages 91-109.

LAURENT, R.-VALLERAND, P., 1974 - Ar $^{40}/K^{40}$ isochron age for the amphibolites of the ophiolitic complexes of the Appalachians of Quebec. Geological Association of Canada; Program and Abstracts, page 53.

LOGAN, W.E., 1848 - Geological Survey of Canada; Progress Report.

_____ 1850 - On the Geology of Bay St-Paul and Murray Bay, and of the Eastern Townships from Chaudière River to the Témiscouata Portage Road. Geological Survey of Canada, Progress Report 1849-1850, pages 5-72.

_____ 1864 - Géologie du Canada. Commission Géologique du Canada; rapport de progrès jusqu'à 1863.

MACKAY, B.R., 1921 - Région de Beauceville, Québec. Commission géologique du Canada; mémoire 127, 1923.

MCGERRIGLE, H.W., 1933 - Rapport Annuel du Service des Mines Québec. 1933, partie D, page 132.

_____ 1934 - Ministère des Mines, Québec. Rapport annuel 1934-35, partie. D.

_____ 1950 - La géologie de l'Est de Gaspé. Ministère des Mines; RG-35.

MCDONALD, B.C., 1968 - Deglaciation and differential postglacial rebound in the Appalachian region of southeastern Quebec. Journal of Geology, Volume 76, pages 664-677.

_____ 1967 - Wisconsin stratigraphy and ice movement directions in southeastern Quebec, Canada. Geological Society of America, Abstract for 1967; Special Paper 115, page 277.

_____ 1966 - Surficial geology, Richmond-Dudswell, Quebec, Canada. Geological Survey of Canada; Map 4.

MICHEL, A., 1866 - Sur la région aurifère du Bas-Canada. Rapport adressé à Sir W.E. Logan, Géologie du Canada; pages 49-77, 1866.

NORTHROP, S.A., 1932 - Chaleur Series of Port Daniel, Quebec. Geological Society of America; Bulletin, Volume 43, pages 270-271.

OBALSKI, J., 1898 - L'or dans la province de Québec. Département de la Colonisation et des Mines, Québec, 1898; page 82.

OSBERG, P.H., 1952 - The Green Mountain Anticlinorium in the vicinity of Rochester and East Middlebury, Vermont. Vermont Geological Survey; Bulletin 5.

_____ 1965 - Structural Geology of the Knowlton-Richmond Area, Quebec. Geological Society of America; Bulletin, Volume 76, No. 2.

PERRY, E.L., 1928 - Geology of Plymouth and Bridgewater, Vermont. Vermont State Geologist; 16th Report, pages 1-64.

POOLE, W.H. - BÉLAND J. - WANLESS, R.K., 1963 - Minimum age of Middle Ordovician rocks in Southern Quebec. Geological Society of America; Bulletin, Volume 74, pages 1063-1066.

RAMSAY, J.G., 1967 - Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill Book Co., 568 pages

RASETTI, F., 1945 - Faunes Cambriennes des Conglomérats de la Formation de Sillery. Naturaliste Canadien 72; pages 53-67, 1945.

RICHARDSON, JAMES, 1866 - Exp. Géol. du Canada. Rapport des opérations, pages 29-46, 1863-66.

_____ 1870 - Sur la région bornée au nord-ouest par le Saint-Laurent et au sud-est par la ligne frontière de la Province de Québec; depuis la rivière de la Chaudière jusqu'à un peu au-delà du Portage de Témiscouata. Commission Géologique du Canada. Rapport de Progrès, 1866-1869, pages 133-157, avec carte no 80.

RIORDON, P.H., 1953 - Geology of Thetford Mines-Black Lake Area with Particular Reference to the Asbestos Deposits. Thèse de Ph.D.; Université McGill, Montréal.

_____ 1954 - Région de Thetford Mines-Black Lake. Ministère des Mines, Québec; RP-295.

ROBERT, J.L., 1974 - The structure of the Dalradian rocks in the SW Highland of Scotland. Journal of Geological Society London, 130/2, pages 93-125.

ROULEAU, A., 1975 - Analyse structurale du Groupe de Rosaire et des roches connexes de la région de Thetford Mines. Thèse de M.Sc.; Université Laval, 52 pages.

RUEDEMANN, R., 1901 - Hudson River Beds near Albany and their Taxonomic Equivalents. New-York State Museum; Bulletin 42, pages 489-587.

ST-JULIEN, P., 1960 - Région du lac Fraser. Ministère des Mines, Québec; RP-439.

_____ 1961 - Région du lac Montjoie. Ministère des Mines, Québec; RP-464.

_____ 1962 - Région de St-Elie d'Orford. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-492.

_____ 1963 - Géologie de la région d'Orford-Sherbrooke, Québec. Thèse de D.Sc.; Université Laval, Québec.

_____ 1967 - Tectonics of part of the Appalachian region of southeastern Quebec (southwest of the Chaudiere River). Royal Society of Canada, Special publication No 10, pages 41-47.

ST-JULIEN, P. – HUBERT, C. – SKIDMORE, W.B. – BÉLAND, J., 1972 – Appalachian structure and stratigraphy, Quebec. XXI International Geological Congress, Montreal, 1972; Guidebook A56-C56, 99 pages.

ST-JULIEN, P. – HUBERT, C., 1975 – Evolution of the Taconian Orogen in the Quebec Appalachians IN Tectonics and Mountain Ranges. American Journal of Sciences; Volume 275-A, pages 337-362.

ST-JULIEN, P. — SLIVITSKY, A. — FEININGER, T., 1983 – A deep structural profile across the Appalachians of southern Quebec IN R.D. Hatcher, Jr., H. Williams et I. Zietz (Editeurs), Contributions to the Tectonics and Geophysics of Mountain Chains. Geological Society of America; Memoir 158, pages 103-111.

SELWYN, A.R.C., 1870-71 – Notes et observations sur les régions aurifères de Québec et de la Nouvelle-Écosse. Commission géologique du Canada: rapport des opérations, pages 259-291.

_____ 1878 – Compte-rendu des observations sur la stratigraphie du groupe de Québec et des plus anciennes roches cristallines du Canada. Rapport de Progrès, 1877-78.

_____ 1880-82 – Notes on the Geology of the Southeast portion of the Province of Quebec. Geological Survey of Canada, Report, Part A., pages 1-7.

TOLMAN, C., 1936 – Région du lac Etchemin, Québec. Commission Géologique du Canada; Mémoire 199, 1936.

WEISS, L.E., 1959 – Structural Analysis of the Basement System at Turoka, Kenya. Overseas Geological Survey and Mineral Resources, Volume 7, numéros 1 et 2, pages 3-35 et pages 123-153.

WHITE, W.S. – JAHNS R.H., 1950 – Structure of Central and East-central Vermont. Journal of Geology; Volume 58, pages 179-220.

WHITTEN, E.H.T., 1966 – Structural Geology of Folded Rocks. Rand McNally and Co., Chicago; 663 pages.

WILLIAMS, H. – TURNER, F.J., GILBERT, 1955 – Petrography; an Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections. W.H. Freeman and Co. San Francisco, 1955.

Gouvernement du Québec
Ministère des Énergie et des Ressources
Direction générale de l'Exploration géologique et minérale

MAPS
NOT
FILMED

CARTES
OMISES